

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RHANDER TAUFNER ALTOÉ

ESTUDO COMPARATIVO DAS DEFORMAÇÕES DAS ROCHAS
QUARTZÍTICAS E CARBONÁTICAS NA REGIÃO DA SERRA DO CIPÓ - MG

CURITIBA

2018

RHANDER TAUFNER ALTOÉ

ESTUDO COMPARATIVO DAS DEFORMAÇÕES DAS ROCHAS
QUARTZÍTICAS E CARBONÁTICAS NA REGIÃO DA SERRA DO CIPÓ – MG

Dissertação para obtenção de
grau de Mestre em Geologia Exploratória,
no Programa de Pós-Graduação em
Geologia, Setor de Ciências da Terra, da
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo
Evangelista Lagoeiro

CURITIBA

2018

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

A469e Altoé, Rhander Taufner

Estudo comparativo das deformações das rochas quartzíticas e carbonáticas na região da Serra do Cipó – MG [recurso eletrônico] / Rhander Taufner Altoé – Curitiba, 2018.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia.

Orientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro

1. Rochas – deformação. 2. Quartzito. 3. Metacarbonato. I. Universidade Federal do Paraná. II. Lagoeiro, Leonardo Evangelista III. Título.

CDD: 551.87

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **RHANDER TAUFNER ALTOÉ** intitulada: **ESTUDO COMPARATIVO DAS DEFORMAÇÕES DAS ROCHAS QUARTZÍTICAS E CARBONÁTICAS NA REGIÃO DA SERRA DO CIPÓ - MG**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 13 de Agosto de 2018.


LEONARDO LAQUEIRO
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)


GEANE CAROLINA GONÇALVES CAVALCANTE
Avaliador Interno (UFPR)


CARLOS ALBERTO ROSIERE
Avaliador Externo (UFMG)

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família pelo suporte durante esses anos de pesquisa. Ao meu orientador Léo, pelo ensinamento e paciência. À Carol, pelas discussões sobre mecanismos de deformação e confecção do mapa. À Camila e Thaili, pela amizade, ensinamentos, e cafés no frio Curitibano.

Agradeço especialmente a amizade da Talita, que durante esse tempo foi meu porto seguro em Curitiba. Ao Rafa, pelo acolhimento, parceria e puxões de orelha.

Minha sanidade para concluir esse trabalho só foi possível pela presença do meu bem, Mike. Obrigado por me encorajar, acolher, me dar abrigo e carinho.

Por fim, gostaria de agradecer aos meus colegas do programa de pós-graduação, e aos técnicos Bruno e Flávia pela confecção das lâminas delgadas e análise por EBSD.

Amar sem Temer.

RESUMO

Quartzitos e metacarbonato milonitos do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí, respectivamente, registram deformação dúctil na crosta superior, e os mecanismos pelos quais essas rochas se deformaram ainda é incerto. Os quartzitos do Supergrupo Espinhaço sobrepõem-se aos metacarbonatos do Grupo Bambuí por falhas de empurrão e definem um contato tectônico com a estratigrafia invertida. Observações de campo, análise microestrutural, e dados texturais de quartzo e calcita pertencentes a estas unidades sugerem que a deformação se comportou de forma heterogênea. Os quartzitos acomodaram a deformação por mecanismos de fluxo de dissolução-precipitação com pouca contribuição de plasticidade intracristalina. Os metacarbonatos, contudo, mostram que a deformação foi particionada, e que o controle foi exercido pelo tamanho dos grãos, presença de fases secundárias e quantidade da deformação. Em domínios de grão grossos, a calcita se deforma por plasticidade intracristalina. Geminação mecânica com migração de bordas de maclas é comumente encontrada em regiões menos deformadas. Essas microestruturas produzem máxima com o eixo-c da calcita obliquol à foliação macroscópica, rotacionado contra o transporte tectônico, em direção ao eixo de compressão máximo. Em regiões relativamente mais deformadas, a calcita se deforma pela combinação de deslizamento em $(c) \langle a \rangle$ e geminação mecânica nos planos e, recristalização dinâmica por migração de borda de grão. Os cristais grossos de quartzo nas unidades metacarbonáticas menos deformadas se deformam por fluxo de dissolução-precipitação produzindo um agrupamento do eixo-c paralelo à direção de estiramento mineral (eixo-X do elipsoide de deformação finita), enquanto que nos domínios mais deformados, o quartzo se deforma por deslizamento de borda de grão acomodado por difusão. Os grãos pequenos de calcita e quartzo apresentam microestrutura e textura muito similares entre si, independente do grau de deformação em que foram submetidos. Nessas zonas, a deformação ocorre por deslizamento de borda de grão auxiliado por difusão, o qual produz uma textura fraca e randômica.

Palavras-chave: Quartzito. Metacarbonato. EBSD. Mecanismo de deformação.

ABSTRACT

Quartzites and metacarbonate mylonitic rocks from the Espinhaço Supergroup and Bambuí Group, respectively, reflect ductile deformation in the upper crust, and the mechanisms by which these rocks deformed is still unknown. Field observations, microstructural analyses, and textural data of quartz and calcite within these units suggest heterogeneous deformation. The overlying quartzite unit is mainly deformed by dissolution-precipitation creep with minor contribution of intracrystalline plasticity. The metacarbonates, however, show strain partitioning controlled by grain size, number of other phases and finite strain. Coarse-grained calcite mainly deforms by intracrystalline plasticity. Mechanical twinning with twin boundary migration is commonly found in coarse-grained calcite in less deformed areas. The texture produces a c-axis maxima oblique to the foliation normal and rotated against the shear sense towards the maximum compression direction. In relatively more deformed regions, coarse-grained calcite deforms by a combination of slip on (c)<a> and e-twinning with recovery by grain boundary migration. Coarse-grained quartz in the less deformed metacarbonates deforms by dissolution-precipitation creep producing a c-axis maximum parallel to the stretching lineation whereas in the strongly deformed domains, quartz deformation occurs by diffusion-accommodated grain boundary sliding with a random texture. Small grained calcite and quartz microstructure and texture are very similar regardless the strain gradient. Deformation occurs mainly by diffusion-accommodated grain boundary sliding showing a weak and random texture.

Key-words: Quartzite. Metacarbonate. EBSD. Deformation Mechanisms.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO GERAL E ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO.....	10
1.1	INTRODUÇÃO.....	10
1.2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	12
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
2.1.	MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO	15
2.2.	CALCITA.....	16
2.3.	QUARTZO	21
3	MÉTODOS DE ESTUDO.....	25
3.1	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....	26
3.2	MICROSCOPIA ÓPTICA.....	27
3.3	DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS (EBSD) ACOPLADA AO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)	27
4	RESULTADOS: DEFORMATION MECHANISMS IN QUARTZITE AND METACARBONATE TECTONITES FROM THE SOUTHWESTERN ESPINHAÇO RANGE-MG (BRAZIL)	30
4.1	INTRODUCTION	30
4.2	GEOLOGICAL SETTING.....	32
4.3	METHODS.....	34
4.4	RESULTS	35
4.4.1	Field Observations	35
4.4.2	Microstructures.....	36
4.4.3	Texture	42
4.5	DISCUSSION	46
4.5.1	Field observations, Microstructures and textures.....	46
4.6	CONCLUSION.....	50
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	52
	REFERÊNCIAS	53

1 INTRODUÇÃO GERAL E ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

Este trabalho é o resultado final de pesquisa de mestrado desenvolvida no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

Cinco capítulos serão descritos aqui: no primeiro capítulo será feito uma breve introdução, destacando os objetivos e as justificativas da pesquisa, bem como uma síntese da geologia estrutural da região.

O segundo capítulo é destinado à fundamentação teórica com foco nos mecanismos de deformação e a evolução do conhecimento sobre os mecanismos de deformação em cristais de calcita e quartzo.

No terceiro capítulo, as técnicas analíticas para as observações de microestruturas e texturas utilizados nesse trabalho serão brevemente apresentados.

No quarto capítulo serão apresentados os resultados obtidos em forma de artigo científico que será submetido ao *Journal of Structural Geology*.

O capítulo cinco é reservado para as considerações finais.

1.1 INTRODUÇÃO

Calcita, dolomita e quartzo são importantes minerais formadores de rochas carbonáticas e quartzosas tais como mármore e quartzitos. Devido ao acúmulo de sedimentos carbonáticos e detríticos ocorrer amplamente em bacias sedimentares marinhas, processos orogênicos posteriores comumente levam esses materiais à sofrerem metamorfismo, remobilização e alteração em seu quimismo, consequentemente mudando suas características mineralógicas através de processos hidrotermais.

Rochas carbonáticas sedimentares e metamórficas mostram características reológicas distintas em virtude de suas diferenças petrográficas/mineralógicas. Processos geológicos secundários podem gerar heterogeneidades que influenciam na reologia das rochas. Por exemplo, o calcário Solnhofen e mármore Carrara tem sido extensivamente estudado experimentalmente ao longo das últimas décadas a fim de se estabelecer o comportamento de rochas carbonáticas e os principais mecanismos de deformação em uma ampla faixa de condições relevantes às situações geológicas (e.g. SCHMID et al., 1987; WALKER et al., 1990; RUTTER et al., 1994; RUTTER, 1995).

Desde meados do último século vários estudos experimentais e observações naturais em zonas de cisalhamento dúcteis têm sido feitos a fim de avaliar o comportamento reológico de rochas carbonáticas e quartzíticas, tendo como base, sobretudo, análises microestruturais e texturais (orientação cristalográfica preferencial (CPO)) (DIETRICH e SONG, 1984; VAN DER PLUIJM, 1991; DE BRESSER e SPIERS, 1993, 1997; BUSCH e VAN DER PLUIJM, 1995; BESTMANN et al., 2000; BESTMANN e PRIOR, 2003; BARNHOORN et al., 2004; FAGHIH e SOLEIMANI, 2015; RAHL e SKEMER, 2016). A partir desses estudos, é possível derivar os mecanismos de deformação plástico ativos e compreender os processos e variáveis atuantes durante a deformação, bem como a cinemática dos movimentos que produzem tais feições, provendo informações valiosas sobre a dinâmica da litosfera, sobretudo na crosta superior Bestmann et al. (2000).

Nesse contexto encontram-se as rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço e as rochas metacarbonáticas do Grupo Bambuí, na região da Serra do Cipó, estado de Minas Gerais. Essas unidades metassedimentares, cujos sedimentos precursores foram depositados durante o Meso- e Neoproterozoico, respectivamente, passaram por deformação associada a zonas de cisalhamento rúptil-dúctil durante a edificação do Orógeno Araçuaí, no neoproterozoico, gerando falhas de empurrão e o confinamento das unidades metacarbonáticas entre rochas metaquartzíticas

Embora a área de amostragem já tenha sido alvo de estudos estruturais em mesoescala (e.g. MAGALHÃES, 1988, BACELLAR, 1989, UHLEIN, 1991), nada ainda é encontrado em termos de mecanismos de deformação e texturas dos principais minerais constituintes dessas unidades. Ademais, o confinamento das unidades metacarbonáticas por falhas de empurrão favorece o desenvolvimento de um contexto único do ponto de vista geológico, uma vez que pressão confinante é uma variável importante no modelamento da deformação. Sendo assim, a caracterização das microestruturas e CPO's podem funcionar como importante recurso no entendimento dos processos deformacionais registrados nos minerais presentes nas unidades quartzíticas e metacarbonáticas selecionadas para essa pesquisa.

Dessa forma, os objetivos dessa contribuição são: (1) prover uma descrição das microestruturas e texturas (orientação cristalográfica preferencial) das rochas quartzíticas e metacarbonáticas, com foco nos cristais de calcita, dolomita e quartzo; (2) estabelecer uma relação dos mecanismos de deformação com as principais

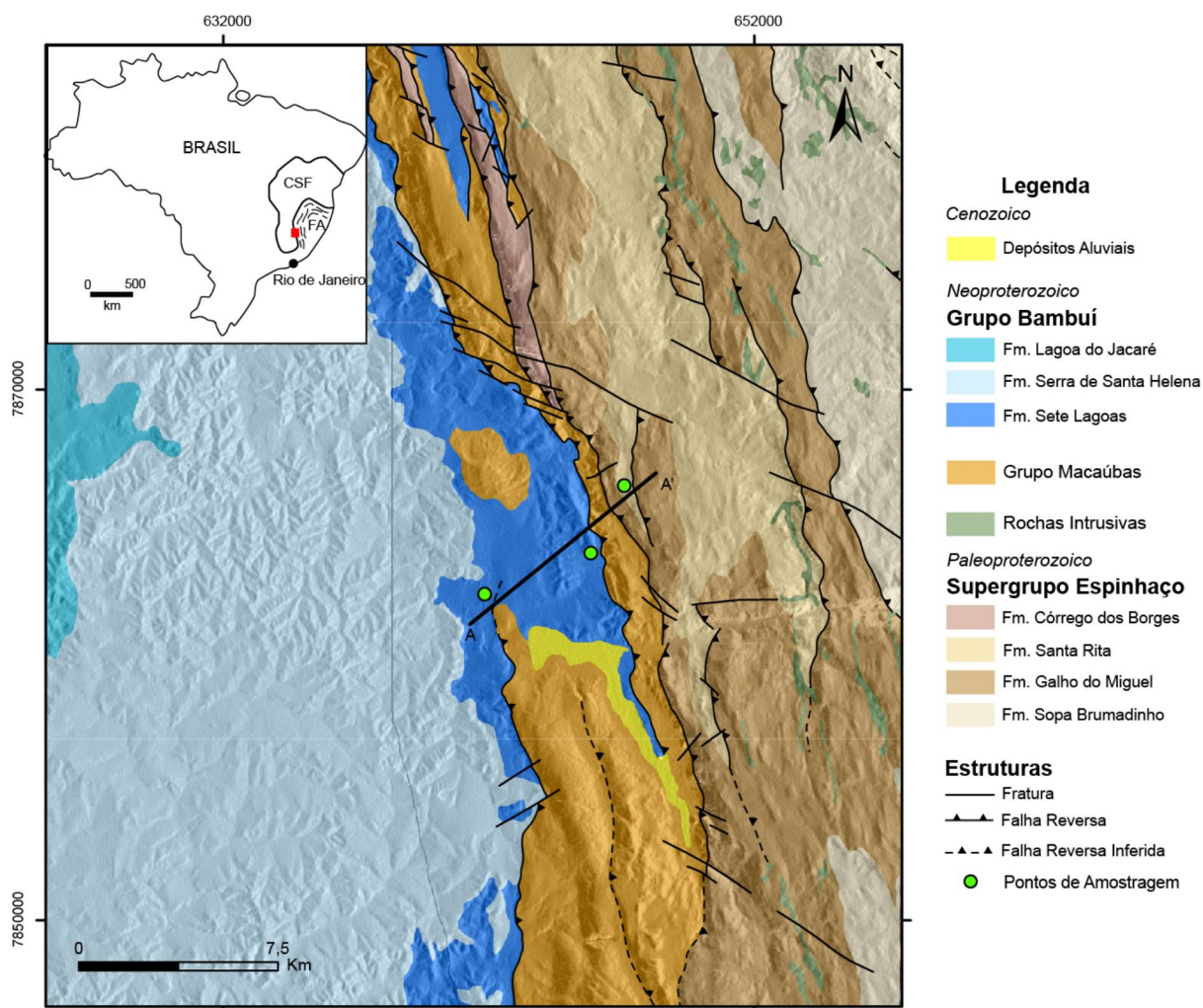
microestruturas; (3) entender como o confinamento das unidades metacarbonáticas responde à deformação do ponto de vista reológico em função dos mecanismos de deformação.

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na porção meridional da Serra do Espinhaço, na zona de transição entre a borda sudeste do Cráton São Francisco e a porção externa da Faixa Araçuaí (ALMEIDA, 1977) (FIGURA 1). Esse limite compreende, essencialmente, quartzitos do Supergrupo Espinhaço e metacarbonatos do Grupo Bambuí, nos quais registram um ciclo de sedimentação de *ca.* 1,3 Ga, desde o Paleoproterozoico (1,8 Ga) até o Ediacarano (570 Ma), acumulados em uma bacia intracontinental do tipo *rift-sag* que grada para uma bacia do tipo *foreland* (ALKMIM et al., 1996; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2007; ALKMIM et al., 2006; CHEMALE JR. et al., 2012; ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012; GUADAGNIN e CHEMALE JR., 2015).

Na região estudada, o Supergrupo Espinhaço é composto, basicamente, por metassedimentos arenosos homogêneos com intercalação de filitos (UHLEIN, 1982), depositados em uma bacia intracontinental durante o Paleo- e Mesoproterozoico (1,8-1,0 Ga) (CHEMALE JR., et al. 2012; ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012; SANTOS et al., 2013; GUADAGNIN e CHEMALE JR., 2015). Esses quartzitos afloram na Cordilheira homônima, cuja geometria norte-sul constitui a principal feição topográfica da região. Os metacarbonatos do Grupo Bambuí, por outro lado, ocorrem a oeste da Cordilheira do Espinhaço, e são representados, essencialmente, por *mudstone* dolomítico recristalizado, calcário dolomítico cristalino a impuro neomorfizado e calcário cristalino impuro milonítico Tuller et al. (2010), depositados em uma bacia do tipo *foreland* Heilbron et al. (2017). A idade de deposição do Grupo Bambuí ainda é motivo de controvérsias, embora dados recentes apontam para uma possível idade em torno de 550 Ma. (WARREN et al., 2014).

FIGURA 1 - MAPA DO BRASIL (CANTO SUPERIOR ESQUERDO) E MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES QUE AFLORAM NA PORÇÃO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, CUJOS LIMITES SÃO BALIZADOS POR FAIXAS MÓVEIS NEOPROTEROZOICAS. A CAIXA EM VERMELHO INDICA A ÁREA DE ESTUDO. NOTAR QUE A ÁREA ESTÁ INSERIDA NA ZONA DE INTERAÇÃO ENTRE A MARGEM LESTE DO CRÁTON COM A PARTE OESTE DO ORÓGENO ARAÇUAÍ. CSF: CRÁTON SÃO FRANCISCO. FA: FAIXA ARAÇUAÍ.

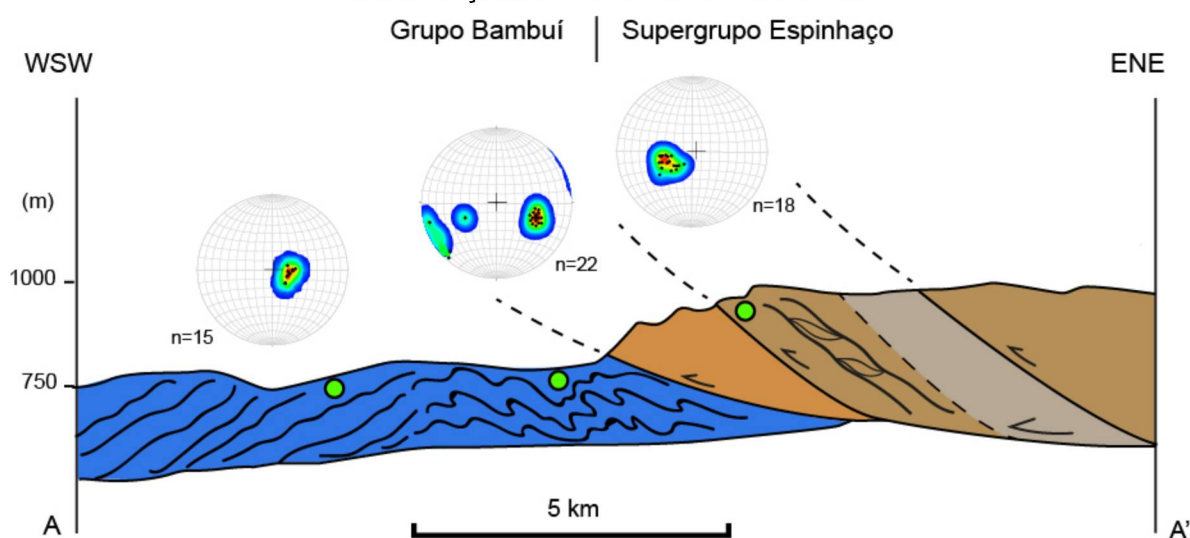


FONTE: Modificado de Oliveira et al. (1997).

As rochas quartzíticas e metacarbonáticas registram a deformação progressiva associada à formação do Orógeno Araçuaí durante o Ciclo Brasileiro (700-450 Ma) (ALMEIDA et al., 1973), destacando-se zonas de cisalhamento rúptil-dúctil formadas por uma tectônica de escamas (DUSSIN, 1983; MAGALHÃES, 1989). Os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, especialmente, representam um cinturão de cavalgamento e dobramento com vergência para oeste, em resposta a um campo de esforços contracionais de direção leste para oeste (PFLUG, 1965, 1968; DUSSIN et al., 1984; UHLEIN et al., 1986; ALMEIDA ABREU, 1986). Dessa forma, a unidade supracitada foi colocada sobre as rochas metacarbonáticas mais jovens do Grupo

BambuÍ (Figura 2) (MARSHAK e ALKMIM, 1989; BACELLAR, 1989), representando, assim, uma nítida inversão estratigráfica. Alkmim et al., (2001, 2006) sugerem que essa inversão é resultado dos campos de stresses distais liberados durante a edificação do Orógeno Araçuaí, no final do Neoproterozoico. Como consequência, os metacarbonatos estão intensamente cisalhados e dobrados de forma recumbente, além de apresentar dobras intrafoliais e complexas, em bainha, e lineação mineral E-W, indicando transporte tectônico para oeste (BACELLAR, 1989; MARSHAK e ALKMIM, 1989). O acamamento original tem sido quase completamente transposto para uma foliação milonítica que é plano-axial às dobras recumbentes isoclinais Marshak; Alkmim (1989). O grau de metamorfismo cresce progressivamente de oeste para leste, atingindo fácies xisto verde junto a Serra do Cipó (UHLEIN, 1991; MAGALHÃES, 1988; OLIVEIRA, 1989; SOUZA-FILHO, 1995).

FIGURA 2 PERFIL GEOLÓGICO DA SEÇÃO LOCALIZADA NA FIGURA 1, CORTANDO AS UNIDADES QUARTZÍTICAS DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO E OS METACARBONATOS DO GRUPO BAMBUÍ. NOTAR AS FALHAS REVERSAS RESULTANDO NA INVERSÃO ESTRATIGRÁFICA OBSERVADA NA REGIÃO. PONTOS VERDES INDICAM OS AFLORAMENTOS VISITADOS INDICADOS NA FIGURA 1. STERENETS MOSTRAM OS POLOS DA FOLIAÇÃO. N=NÚMERO DE MEDIDAS.



FONTE: Modificado de Marshak e Alkmim (1989); Oliveira et al. (1997).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

O universo está sempre em busca de estabilidade. As rochas (compostos minerais), como parte do sistema universo, tendem a se manter nas suas formas mais estáveis, ou seja, a energia interna se aproximando de zero. Quando sujeitas a esforços, esses agregados minerais encontram diversos caminhos como forma de atenuar o aumento da energia interna, por vezes, produzindo configurações únicas que permitem desvendar as variáveis externas e internas envolvidas no processo de deformação. Esses caminhos são classificados como mecanismos de deformação que, nada mais são do que processos pelos quais rochas e minerais acomodam a deformação imposta, gerando, muitas vezes, microestruturas cujas características intrínsecas fornecem informações valiosas sobre as condições, dinâmica e cinemática de eventos tectônicos. Os processos que podem operar na acomodação da deformação plástica incluem transferência por difusão de massa, plasticidade cristalina, deslizamento de borda de grão, bem como fratura e cataclase (KNIPE, 1989). O registro de microestruturas e seus mecanismos de deformação são balizados por variáveis físico-químicas do meio no qual a deformação ocorreu, incluindo temperatura, pressão (confinante e cisalhante), taxa de deformação, presença de fluidos, mineralogia, e a textura da rocha (principalmente tamanho de grão e porosidade). A deformação natural quase sempre está associada à regiões específicas na crosta, denominadas zonas de cisalhamento (e.g. RAMSAY e GRAHAM, 1970; ALSOP e HOLDSWORTH, 2004; FOSSEN e CAVALCANTE, 2017). O movimento nessas zonas pode ser consequência de processos rúpteis – cataclásticos -, e dúcteis - deformação cristal-plástico e/ou processos difusivos -. Idealmente, rochas associadas à zonas de cisalhamento são caracterizadas pela redução do tamanho de grãos relativos a seus protólitos, por consequência de processos de recristalização dinâmica (e.g. BESTMANN e PRIOR, 2003, STIPP, 2002a, 2002b).

Apesar da variação das condições da crosta – temperatura e pressão – desempenharem um papel fundamental nos mecanismos de deformação atuantes e microestruturas resultantes, produzindo generalizações acerca dos estados rúptil e dúctil da litosfera, o comportamento mecânico dos minerais envolvidos na deformação

também deve ser considerado, além dos diversos fatores previamente mencionados. Os diferentes minerais presentes em um agregado rochoso podem possuir diferentes transições entre os comportamentos rúptil, semi-rúptil e dúctil, logo, interação entre os minerais devem ser balizados como uma variável independente (VAN DER PLUIJM e MARSHAK, 2004). Com isso, temperaturas e profundidades específicas na crosta não devem ser usados de forma isolada na quantificação da transição dos estados rúptil, semi-rúptil e dúctil.

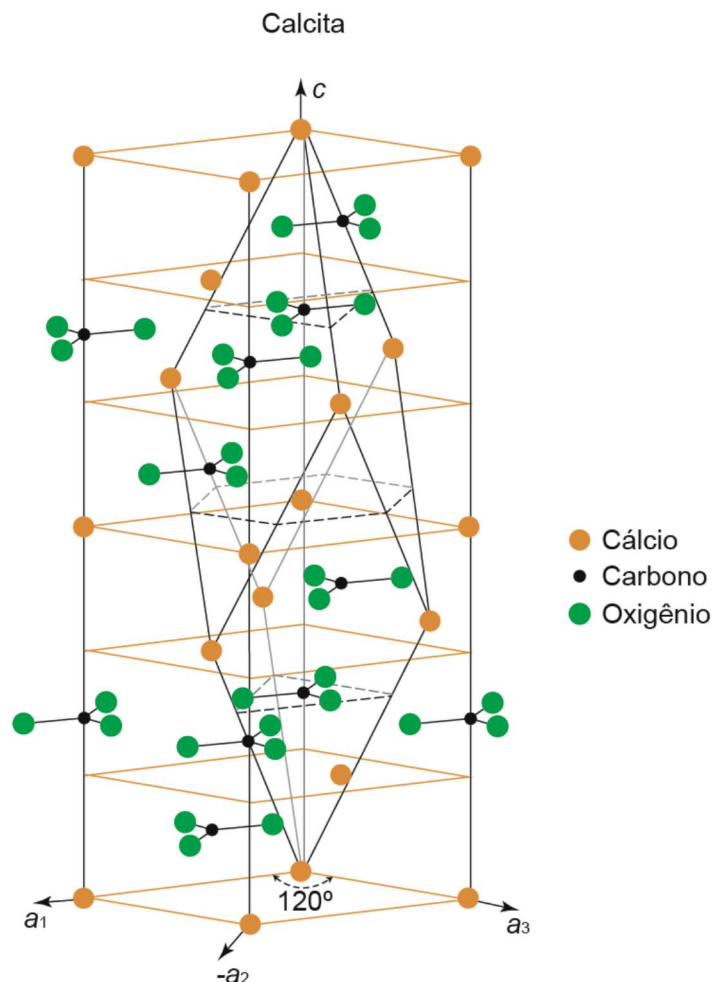
Os mecanismos de deformação rúpteis envolvem a quebra permanente de ligações químicas dos minerais presentes na rocha, gerando fraturas e/ou movimento de fraturas preexistentes. Por esse motivo, rochas deformadas por processos cataclásticos dificilmente apresentam anisotropia textural. Por outro lado, comportamento dúctil de agregados minerais resultam da movimentação de defeitos intracristalinos em resposta à uma tensão diferencial, produzindo deformação permanente sem perda de coesão do material. Cristais deformados à temperaturas inferiores a metade do ponto de fusão geralmente acomodam o stress por deslizamento de geminações (*twin glide*) e de deslocações (*dislocation glide*), enquanto que *dislocation climb* e mecanismos de difusão desempenham papel fundamental em temperaturas relativamente mais elevadas Wenk et al. (1987). Os mecanismos de fluência de deslocações (*dislocation creep = climb + glide*) ocorrem em planos e direções cristalográficas específicos do cristal, constituindo sistemas de deslizamentos particulares cuja movimentação causa uma rotação do plano cristalográfico em detrimento de um sistema de coordenada externo, levando à mudanças na distribuição da orientação cristalográfica do cristalito Wenk et al. (1987). Nos tópicos seguintes, serão descritas as estruturas cristalográficas dos carbonatos romboédricos calcita e dolomita, e do quartzo, bem como os sistemas de deslizamento característicos de cada mineral.

2.2. CALCITA

Calcita $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ é um dos minerais de carbonato mais comuns em termos de volume, pertencendo ao sistema trigonal com grupo de simetria $\bar{3}2/m$ e grupo espacial $R\bar{3}c$. A calcita é um romboedro de face centrada (PHILLIPS, 1962; DEER et al., 1962), contendo camadas alternadas de cátion cálcio (Ca^{2+}) e ânions carbonato (CO_3^{2-}),

(Figura 3). Logo, pode ser relacionada à uma cela unitária cúbica distorcida de face centrada, similar ao da halita (NaCl). Os grupos CO_3 formam triângulos planares de oxigênio com um átomo de carbono no centro. Os triângulos estão orientados em um plano normal ao eixo de inversão ternário e são rotacionados 180° sobre esse eixo em planos sucessivos (PATERSON, 1979, 1985). As celas romboédricas podem ser indexadas de acordo com os eixos cristalográficos do romboedro ou com os eixos hexagonais (com o eixo c paralelo ao eixo de inversão).

FIGURA 3 CELA UNITÁRIA HEXAGONAL DA CALCITA SUPERIMPOSTA NA CELA ROMBOÉDRICA. NOTAR QUE O ORDENAMENTO DOS CÁTIOS Ca^{2+} ALTERNAM COM PLANOS DE CO_3 (CALCITA). OS GRUPOS CO_3^{2-} ORIENTAM-SE PERPENDICULAR AO EIXO c .



FONTE: Modificado de Lippmann (1973)

As primeiras publicações científicas relacionadas à estrutura da calcita tiveram como objetivo entender as suas propriedades ópticas para uso em lentes (ver GIFFORD, 1902). Na mesma década, ADAMS e NICOLSON (1900) realizaram um dos primeiros experimentos de deformação uniaxial em cristais de calcita em tubos de

amostras do mármore Cdarrara submetidos à esforços de cerca de 80MPa, demonstrando que a deformação é acomodada por processos de maclas deformacionais e deslizamento das bordas de grão, em temperatura ambiente, e mudança na forma dos grãos, à temperatura de 300°C.

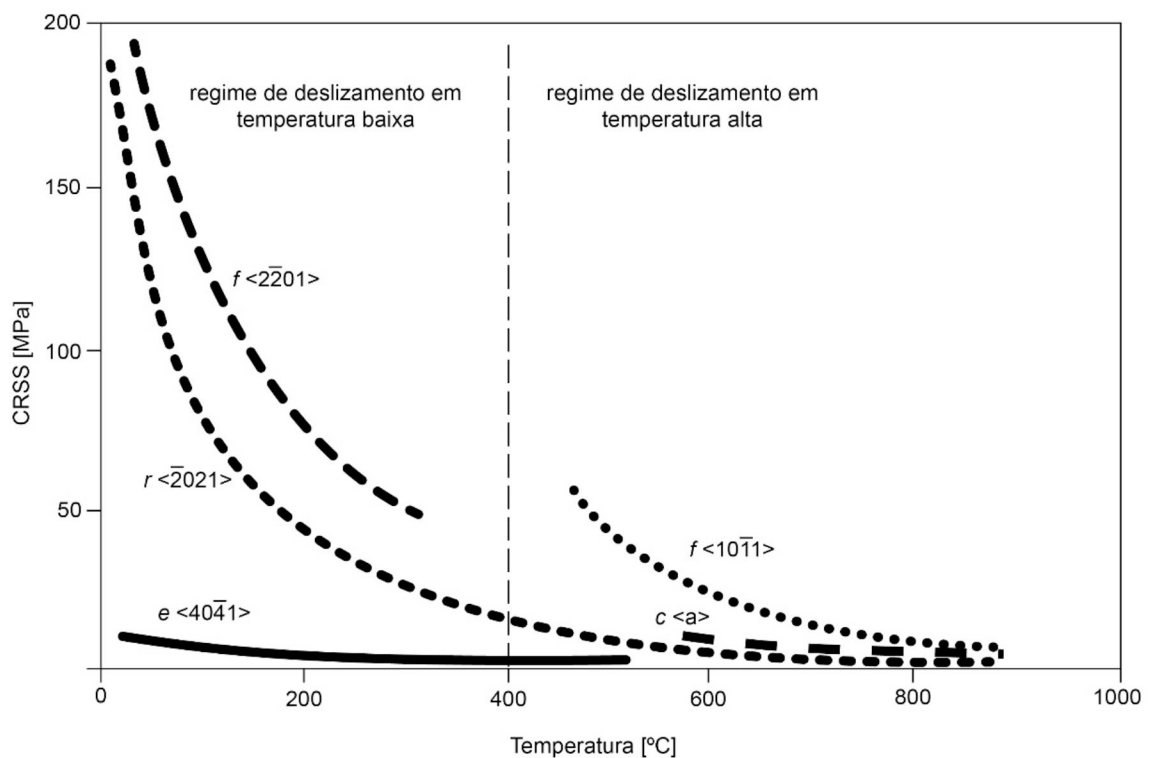
A partir do fim da década de trinta, trabalhos experimentais mais aprofundados a fim de entender os mecanismos de deformação plástica em cristais de calcita começaram a ganhar importância, destacando-se as pesquisas de Griggs, Turner e Heard. GRIGGS (1938) percebeu que a resistência da calcita é maior a pressões confinantes mais elevadas, quando submetidos à compressão uniaxial. Outro resultado interessante foi a baixa ductilidade de cristais individuais de calcita comparado a agregados monominerálicos. Isso pode indicar que uma quantidade significativa da deformação é acomodada por movimentos entre grãos.

Em um de seus trabalhos pioneiros, TURNER et al., (1954) descreveram uma série de experimentos de compressão e extensão realizados em cristais de calcita em diferentes orientações cristalográficas, à temperaturas e pressões confinantes na ordem de 20 à 400°C e 500 à 1000 MPa, respectivamente. Os resultados indicaram que, além da formação de maclas mecânicas ao longo de e $\{10\bar{1}8\}<40\bar{4}1>$, deslizamento em r $\{10\bar{1}4\}<\bar{2}021>$ provou ser também um importante sistema de deslizamento em cristais de calcita. TURNER et al., (1964) e GRIGGS et al., (1960), em experimentos à temperaturas entre 500 a 800°C sugeriram que o sistema de deslizamento em f $\{\bar{1}012\}<02\bar{2}1>$ é um importante mecanismo de deformação plástica em altas temperaturas.

Trabalhos posteriores confirmaram a importância das maclas de deformação em e e deslizamento em r e f em cristais de calcita (KEITH e GILMAN, 1960; TURNER e HEARD, 1965; BORG e HANDIN, 1967; PATERSON e TURNER, 1970; BRAILLON et al., 1972, 1978; WEISS e TURNER, 1972; BRAILLON e SERUGHETTI, 1976; SPIERS e WENK, 1980), além de sugerirem que deslizamento em $c<a>$ também é um importante mecanismo de deformação plástica em temperaturas relativamente mais altas. Além dos sistemas descritos acima, há ainda outros mecanismos encontrados na literatura, embora menos comuns, por exemplo, deslizamento em $\{a\}$ (TURNER e HEARD, 1965; PETERSON e TURNER, 1970) e $\{m\}$ (THOMAS e RENSHAW, 1967). Logo, DE BRESSER e SPIERS (1997) propõem dois regimes de deslizamento em cristais de calcita baseado na temperatura de ativação de tais sistemas: um regime à baixa temperatura com desenvolvimento de macla mecânica

em e , e deslizamento em $r <\bar{2}021>$ e em $f <02\bar{2}1>$, e um regime à alta temperatura com deslizamento em $r <\bar{2}021>$, $f <02\bar{2}1>$ e $c <a>$. A temperatura de transição ocorre aproximadamente a 400° sob taxa de deformação de 10^{-4} a 10^{-5} s^{-1} (Figura 4).

FIGURA 4 DIAGRAMA SIMPLIFICADO MOSTRANDO A DEPENDÊNCIA DA TEMPERATURA EM RELAÇÃO À TENSÃO DE CISALHAMENTO CRÍTICO (DO INGLÊS, *CRITICAL RESOLVED SHEAR STRESS* OU CRSS) DOS PRINCIPAIS SISTEMAS DE DESLIZAMENTO E MACLA MECÂNICA EM CRISTAIS DE CALCITA, SOB TAXA DE DEFORMAÇÃO ENTRE $2 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$.



FONTE: Modificado de DE BRESSER e SPIERS (1997)

O desenvolvimento de orientação cristalográfica preferencial (referido aqui como textura) elegantemente reflete os predominantes mecanismos de deformação em rochas deformadas experimentalmente. Contudo, a análise de textura se torna mais complicada em tectonitos naturais pelo fato do desenvolvimento da textura ser fortemente dependente da forma do elipsoide de deformação finita e da trajetória da deformação (SCHMID, 1982). Ademais, calcita é muito susceptível a *annealing* à temperaturas elevadas. Experimentos laboratoriais em cristais de calcita sugerem que a recristalização por *annealing* começa a temperaturas em torno de 500°C e que a quantidade de cristais recristalizados depende da deformação armazenada antes da recristalização (GRIGSS et al., 1960). Em condições geológicas, contudo, é provável que a temperatura limite seja bem menor do que 500°C. Outro efeito importante do

annealing é a produção de microestruturas granoblásticas ou porfiroblásticas, típicas de mármore, bem como a geração de texturas aleatórias com traços da orientação preferencial original. Os efeitos dessa recristalização começam a predominar dentro da fácies xisto verde em rochas calcíticas. Logo, estudos relacionados aos mecanismos de deformação com base na análise de microtrama são limitados a rochas deformadas em fácies xisto verde (SCHMID, 1982).

Dissolução por pressão – indução da difusão do material em meio ‘úmido’ em resposta ao stress- também desempenha um papel fundamental na acomodação da deformação em rochas carbonáticas (DURNEY, 1972; RAMSAY, 1981). Pelo fato da dificuldade em induzir a ativação de tais mecanismos em condições experimentais devido a limitação na taxa de deformação imposta e na distância de transporte do material, há, ainda, poucos dados de laboratório que podem ser confiavelmente comparados com observações de campo (SCHMID, 1982).

A investigação de microestruturas e texturas em rochas carbonáticas deformadas naturalmente em zonas de cisalhamento podem permitir a extrapolação de resultados experimentais. Contudo, comparações diretas ainda são raras (LEISS e MOLLI, 2002). DIETRICH e SONG (1984), com objetivo de analisar as microestruturas e texturas dos metacarbonatos das nappes Helvéticas, perceberam que o eixo-c da calcita tende a se orientar de forma paralela ao eixo de encurtamento dos grãos, logo, a textura pode ser relacionada ao eixo de encurtamento do elipsoide de deformação incremental. Esses autores também perceberam a relação de obliquidade entre a trama cristalográfica e clivagem macroscópica como consequência da rotação progressiva dos elementos associados à zona de cisalhamento. Ou seja, uma boa relação espacial de campo na coleta de amostras aliada a uma análise confiável na orientação cristalográfica preferencial dos grãos desempenha papel fundamental na interpretação de processos deformacionais.

O tamanho dos grãos associado a temperatura do sistema durante a deformação também desempenha papel fundamental nos mecanismos de deformação atuantes e nas texturas geradas. Por exemplo, BERGER et al. (2016) observaram que cristais com tamanho pequeno são preferencialmente associados com mecanismos de *diffusion creep* e fraco desenvolvimento de CPO, enquanto que cristais maiores tendem a acomodar a deformação por mecanismos de *dislocation creep* gerando forte CPO. Resultados similares tem sido observado em cristais de calcita, cuja progressiva recristalização por rotação de subgrão induz o

desenvolvimento de novos grãos menores, levando à ativação de processos de *diffusion creep*, consequentemente obliterando as fábricas texturais previamente geradas (BESTMANN e PRIOR, 2003).

2.3. QUARTZO

O quartzo (SiO_2) pertence ao sistema trigonal, subclasse do sistema hexagonal (KLEIN e DUTROW, 2007), possuindo 4 eixos cristalográficos: $a_1 = a_2 = a_3 \neq c$. Os eixos 'a' são coplanares e estão orientados num ângulo de 120° entre si, enquanto que o eixo 'c' é perpendicular ao plano dos eixos 'a' (SHELLEY, 1985). Seu arranjo cristalino principal é formado por grupos tetraedros de SiO_4 , onde quatro átomos de oxigênio rodeiam um átomo central de sílica. Uma vez que cada oxigênio compartilha dois tetraedros, a fórmula do quartzo pode ser escrita como SiO_2 . A ampla abundância do quartzo em rochas da crosta terrestre, levou a ser um dos minerais mais estudados em trabalhos envolvendo deformação (HIRTH e TULLIS, 1994). Experimentos deformacionais envolvendo cristais de quartzo começaram a ser difundidos nos anos de 1930, quando (GRIGGS e BELL, 1938) tentaram deformar plasticamente minerais de quartzo, produzindo extinção ondulante. CARTER et al. (1961) notaram o desenvolvimento de extinção ondulante, bandas de deformação e lamelas de deformação em grãos de areias de quartzo. Esses resultados demonstraram que tais estruturas são formadas por deslizamento do plano basal do quartzo em grãos orientados de forma favorável à deformação, ou seja, onde a base é um plano de alto stress de cisalhamento. A partir dessas descobertas, pesquisas experimentais extensivas começaram a serem difundidas a fim de se obter maior conhecimento sobre os mecanismos de deformação do quartzo.

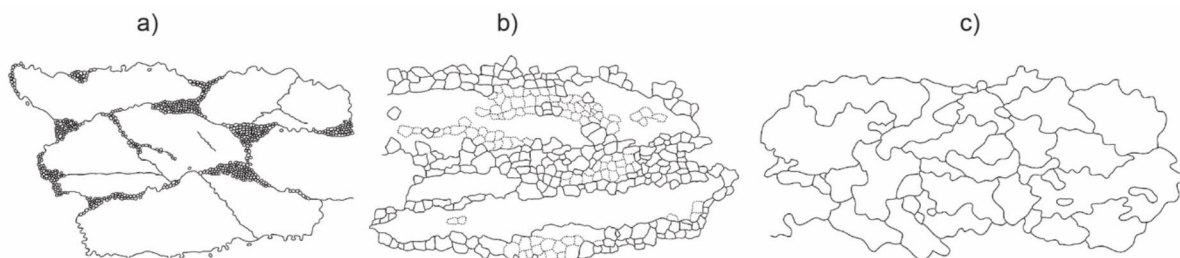
TULLIS et al. (1973), pioneiramente, descreveram em detalhe as microestruturas e a natureza das orientações cristalográficas preferenciais (CPO) de cristais de quartzo produzidas por deformação plástica em uma variedade de condições, revelando que temperatura e taxa de deformação são importantes parâmetros responsáveis pelo desenvolvimento dessa microfábrica. Os resultados mostram que deformação heterogênea e lamelas de deformação se formaram em temperaturas abaixo de 850°C (ou 650° a taxas de deformação relativamente mais baixas), e que recristalização é ausente. Nessas condições, uma concentração do eixo c do quartzo paralela ao eixo de compressão máxima (σ_1) é observada. Por outro

lado, em temperaturas mais altas ou taxas de deformação mais baixa, os grãos se deformam por migração de borda de grão, se achatando progressivamente a partir do aumento da deformação, produzindo lamelas deformacionais no plano basal e prismático, e uma orientação do eixo c em forma de guirlanda em torno de σ_1 .

Experimentos de deformação em agregados de quartzo levaram HIRTH e TULLIS (1992) a postular três regimes de *dislocation creep* em função da temperatura, taxa de deformação e da quantidade de água presente durante a deformação. Microestruturas características de cada regime é atribuído principalmente a atividade de diferentes mecanismos de recristalização dinâmica. De acordo com HIRTH e TULLIS (1992), baixas temperaturas e taxa de deformação estão associados a processos do regime 1 em que a recristalização dinâmica é resultado da migração de borda de grão (*bulging*), onde um cristal com relativamente baixa densidade de discordâncias migra em direção ao grão vizinho, gerando um novo grão mais estável. A existência de *bulging* aparece na forma de pequenos novos grãos, frequentemente associados à *micro-craks*, em condições de baixa mobilidade das discordâncias, baixo grau de plasticidade, o que dificulta a formação de subgrãos. O regime 2 é marcado pelo aumento da temperatura ou diminuição da taxa de deformação, resultando na ativação do processo de *dislocation climb*, no qual a recristalização dinâmica é produzida pela progressiva rotação de subgrãos. Logo, microestruturas características incluem subgrãos, extinção ondulante homogênea e lamelas de deformação sub-basal. Progressiva rotação de subgrãos produz estruturas do tipo núcleo-manto, característica desse regime. No regime 3, o aumento da temperatura ou diminuição da taxa de deformação, faz com que a migração do limite de grãos se torne exclusivamente rápida na acomodação da recristalização dinâmica, devido a intensificação dos processos de *dislocation climb*. Microestruturas características incluem estruturas tipo núcleo-manto com subgrãos maiores do que encontrados no regime 2 e contato de grãos lobados, indicando que rotação de subgrão e migração de borda de grão coexistem nesse regime. A temperatura influencia na rapidez dos processos difusivos enquanto que a taxa de deformação interfere no tempo de atuação dos mecanismos. Logo, o aumento da temperatura do regime 1 ao 3 reflete num aumento da mobilidade de átomos no limite de grãos. Ademais, a presença de água contribui para a mudança do fluxo de stress, afetando as condições de temperatura e as taxas de deformação nos três regimes.

Em dois de seus trabalhos clássicos, fundamentado nos três regimes de *dislocation creep* de HIRTH e TULLIS (1992), STIPP et al. (2002a, 2002b) propuseram mecanismos de recristalização dinâmica dominantes em cristais de quartzo deformados naturalmente, para cada um dos regimes: (1) recristalização por bulging (BLG) em temperaturas ~280 a ~400 °C; (2) recristalização por rotação de subgrão (SGR) em temperaturas ~400 a ~500 °C; e (3) recristalização por migração de borda de grão (GBM) ~500 a ~700 °C (Figura 5). BLG responde ao regime 1 e a zona de baixa temperatura do regime 2. A transição para mecanismo de SGR ocorre dentro do regime 2, enquanto que a transição para GBM ocorre dentro do regime 3 (Figura 6). A atuação desses três mecanismos é resultado da interação entre dois processos: rotação de subgrão e migração de borda de grão.

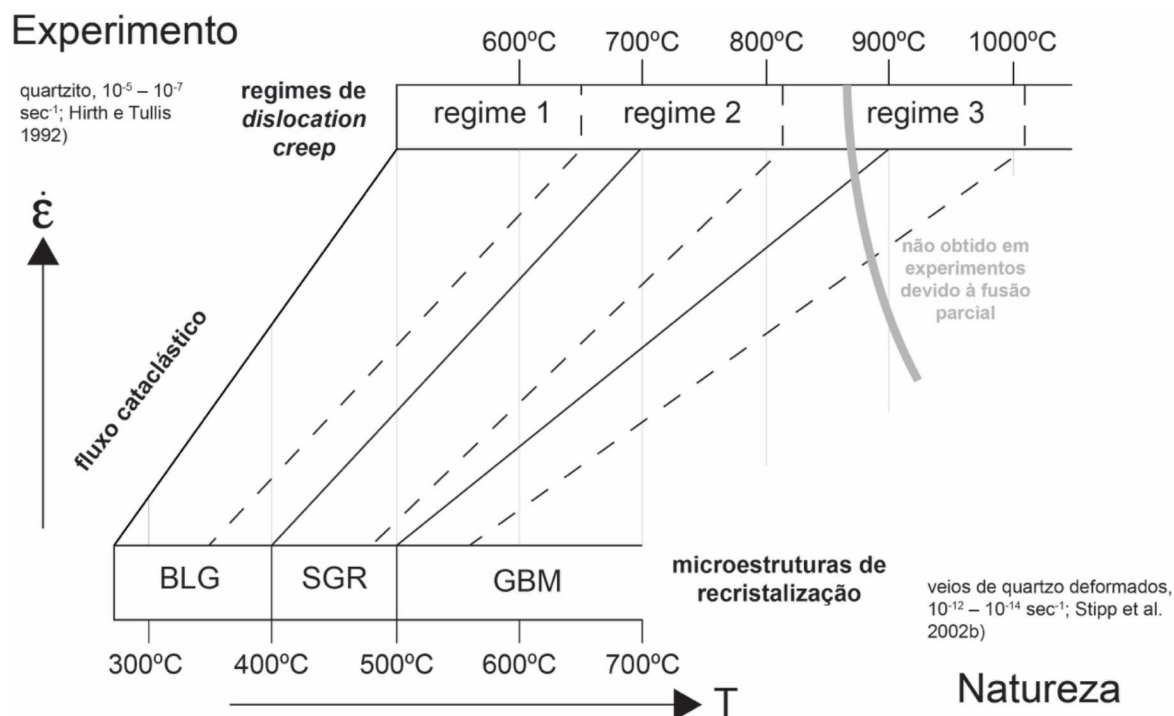
FIGURA 5 MICROESTRUTURAS CARACTERÍSTICAS DOS TRÊS MECANISMOS DE RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA DO QUARTZO: A) TEMPERATURAS MAIS BAIXAS FAVORECEM A RECRISTALIZAÇÃO POR BULGING; B) RECRISTALIZAÇÃO POR ROTAÇÃO DE SUBGRÃO, EM TEMPERATURAS INTERMEDIÁRIAS E; C) EM ELEVADAS TEMPERATURAS, RECRISTALIZAÇÃO POR MIGRAÇÃO DE BORDA DE GRÃO É MAIS PERVASIVA.



FONTE: Retirado de STIPP et al. (2002)

Heilbronner e Tullis (2006) estudaram agregados de quartzo deformados experimentalmente no regime 3 de *dislocation creep* de Hirth e Tullis (1992), abrangendo recristalização dinâmica por SGR e GBM, sugerindo que há uma progressiva mudança na orientação cristalográfica preferencial dos eixos c do quartzo com o aumento da deformação e do grau de recristalização. Deformações mais baixas favorecem o desenvolvimento de um máximo único de concentração do eixo c na periferia (indicando deslizamento no plano basal <a>), enquanto que incrementos na deformação favorecem deslizamento no plano romboédrico <a> e prismático <a>, desenvolvendo guirlandas oblíquas à foliação e, finalmente, com um máximo paralelo ao eixo Y do elipsoide de deformação. Ao longo dessa sequência, a microtrama tende a se rotacionar em direção ao sentido de cisalhamento. Stipp et al. (2002a) obtiveram

FIGURA 6 DIAGRAMA ILUSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA E TAXA DE DEFORMAÇÃO NA RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA DO QUARTZO DEFORMADOS EXPERIMENTALMENTE E NATURALMENTE. EM TAXAS DE DEFORMAÇÕES MAIS BAIXAS E TEMPERATURAS PROGRESSIVAMENTE MAIS ALTAS, TRÊS MICROESTRUTURAS DE AGREGADOS NATURAIS (STIPP ET AL. 2002B) PODEM SER DISTINGUIDAS E CORRELACIONADAS COM OS REGIMES DE *DISLOCATION CREEP* DE HIRTH E TULLIS (1992): RECRISTALIZAÇÃO POR BULGING (BLG), RECRISTALIZAÇÃO POR ROTAÇÃO DE SUBGRÃO (SGR) E RECRISTALIZAÇÃO POR MIGRAÇÃO DE BORDA DE GRÃO (GBM).

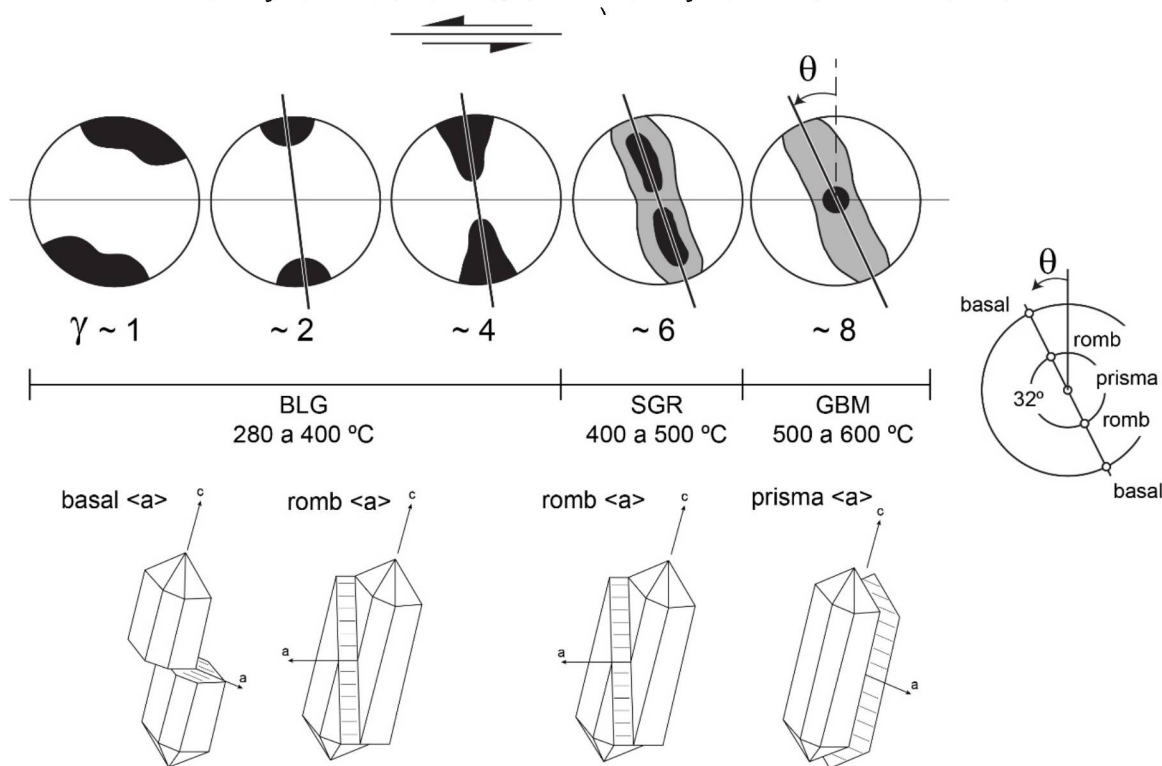


FONTE: Modificado de STIPP et al. (2002b)

resultados semelhantes com o aumento progressivo da temperatura, ativando, ainda, deslizamento do prisma $\langle a \rangle$ em temperaturas superiores a 630 °C (Figura 7).

Dessa forma, uma vez conhecidos os mecanismos de recristalização dinâmica através das microestruturas e do padrão das orientações cristalográficas em rochas miloníticas, variáveis como temperatura, taxa de deformação, cinemática, podem ser derivadas (Stipp et al. 2002a). Essas relações têm sido extensamente estudadas nas últimas décadas (e.g. Okudaira et al. (1995), Takeshita et al. (1999), Stipp et al. (2002), Trepmann e Stockhert (2003), Pennacchioni et al. (2010), Faghih e Soleimani (2015), Rahl e Skemer (2016) permitindo extrapolar de forma mais confiável os resultados obtidos experimentalmente com deformações em agregados naturais, embora cada ambiente geológico possua sua peculiaridade que muitas vezes vão além do nosso entendimento.

FIGURA 7 SUMÁRIO ESQUEMÁTICO DA EVOLUÇÃO DAS FIGURAS DE POLO DO EIXO C DO QUARTZO EM FUNÇÃO DA DEFORMAÇÃO E DA TEMPERATURA E DOS MECANISMOS DE RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA DOMINANTES EM CADA INTERVALO. COM O AUMENTO DA DEFORMAÇÃO E TEMPERATURA, HÁ UMA TENDÊNCIA DE AUMENTO NO VOLUME DE GRÃOS RECRISTALIZADOS COM FORTE DESENVOLVIMENTO DA TEXTURA E ORIENTAÇÃO DA MICROTRAMA EM DIREÇÃO AO SENTIDO DE CISALHAMENTO. BLG: *BULGING*; SGR: ROTAÇÃO DE SUBGRÃO; GMB: MIGRAÇÃO DE BORDA DE GRÃO.



FONTE: Modificado de HEILBRONNER e TULLIS (2006); STIPP et al. (2002).

3 MÉTODOS DE ESTUDO

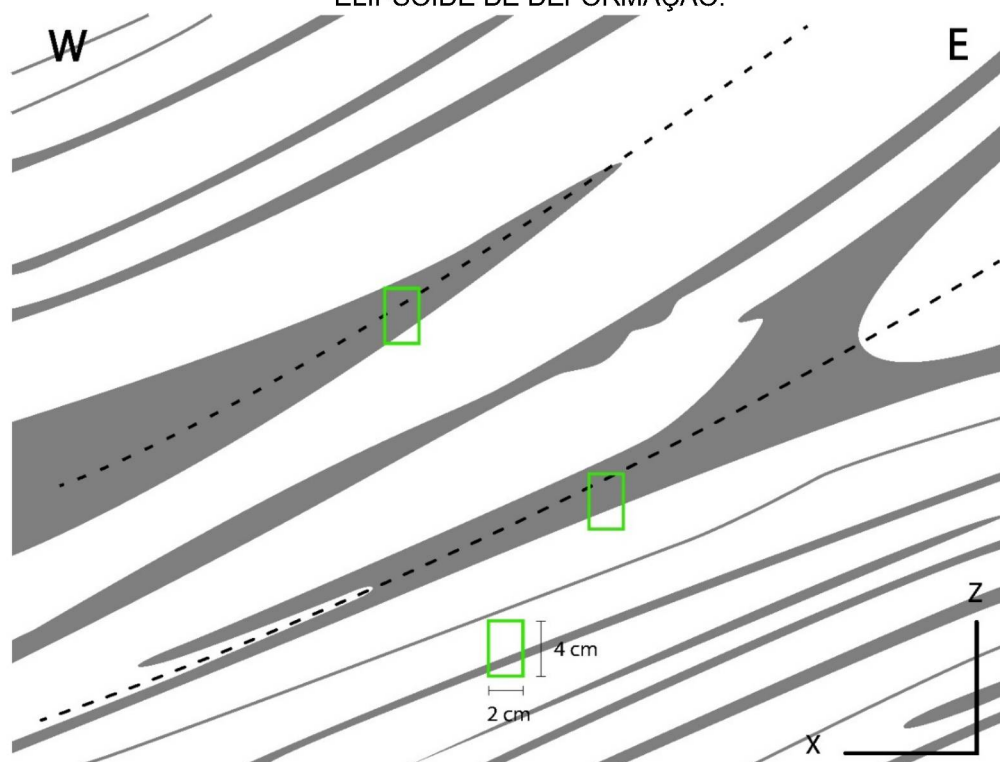
O desenvolvimento desse trabalho foi realizado a partir de uma abordagem integrada do arcabouço microestrutural das rochas coletadas em campo, utilizando um microscópio óptico petrográfico, e da análise textural (orientação cristalográfica preferencial – CPO) em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) utilizando a técnica de difração de elétrons retroespalhados (EBSD), a fim de se obter evidências sobre os mecanismos de deformação atuantes durante o evento deformacional. A sistemática da coleta de amostras, preparação de lâminas delgadas, e princípios teóricos da técnica de EBSD-MEV serão abordadas neste capítulo.

3.1 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

O objetivo da preparação das amostras na técnica EBSD é eliminar todos os defeitos dentro da profundidade de penetração do feixe de elétrons (FYNN e POWELL, 1979). Por isso, o EBSD constitui uma técnica altamente sensível a defeitos topográficos nas superfícies das amostras, levando a seguir um correto procedimento para o sucesso das análises.

Os primeiros procedimentos começam nas etapas de campo onde as amostras coletadas devem ser sistematicamente orientadas no espaço. A orientação em campo segue o método de TURNER e WEISS (1963), onde o sistema de referência X, Y, e Z é utilizado, no qual X é paralelo à lineação de estiramento, Z perpendicular à foliação da rocha, e Y perpendicular ao plano XZ. A seção usualmente observada é a XZ, de modo que a trama estrutural (foliação e lineamento mineral) do afloramento coincida com a das amostras (Figura 8).

FIGURA 8 FIGURA ESQUEMÁTICA DE UM TÍPICO AFLORAMENTO DE METACARBONATO DA ÁREA DE ESTUDO E A SISTEMÁTICA DA COLETA DAS AMOSTRAS NO PLANO XZ DO ELIPSOIDE DE DEFORMAÇÃO.



O modo de preparo das seções delgadas é aquele convencionalmente aplicado. O que diferencia o procedimento de preparação para o EBSD é o polimento final abaixo de $0,25\mu\text{m}$. O acabamento é dado por uma solução de sílica coloidal de

20nm, em que, além do polimento físico, há ainda o ataque químico removendo qualquer irregularidade da superfície. Vale lembrar que o corte inicial da amostra deve ser o menos agressivo possível, para evitar qualquer remoção de grãos ou geração de fraturas provocadas pelo corte grosseiro.

3.2 MICROSCOPIA ÓPTICA

A microscopia óptica é aplicada em duas etapas importantes no estudo proposto. Sob luz refletida pode-se avaliar a qualidade da superfície preparada para o EBSD. Sob luz transmitida são feitas as observações microestruturais de rotina, tais como identificação das fases minerais, relações microestruturais, capturas de fotomicrografias e seleção de áreas para análises de microscopia eletrônica.

3.3 DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS (EBSD) ACOPLADA AO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

A técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados ou *electron back-scattered diffraction* (EBSD) associada ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) consiste na incidência de um feixe de elétrons de alta energia sobre uma amostra específica, cujo arranjo atômico fortemente ordenado produzirá o espalhamento desse feixe em todas as direções dentro da amostra. Os elétrons que interagem com os planos cristalográficos e que satisfaçam a equação de Bragg (1) descrevem uma trajetória cônica e logo são imageadas em uma tela de fósforo na forma de linhas de difração sub-paralelas (banda), preservando a energia de boa parte dos elétrons e mudando-se somente suas direções (espalhamento elástico). Um conjunto de linhas de difração forma o padrão de elétrons retroespalhados (EBSP) ou padrão Kikuchi, cuja intersecção corresponde a pontos mais claros e brilhantes no EBSP, representando zona de eixo:

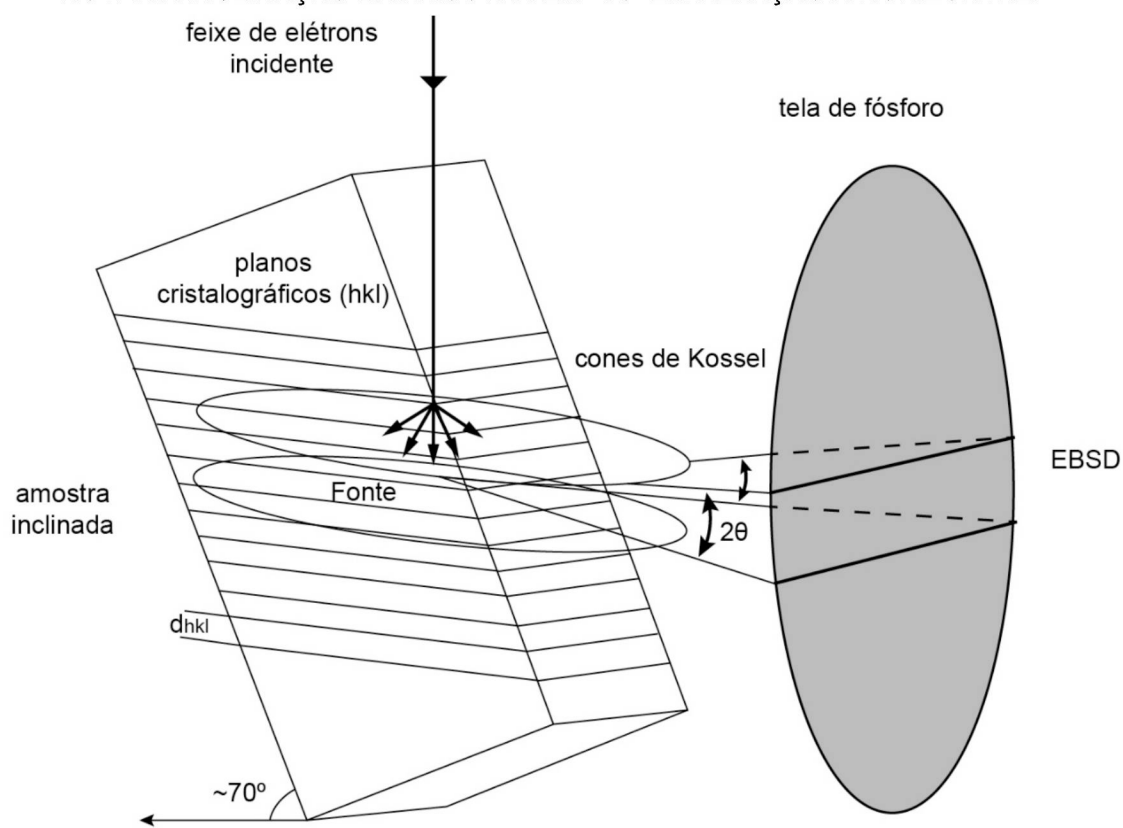
$$2d_{hkl} \sin\theta = n \lambda \quad (1)$$

onde d_{hkl} é o espaço interplanar para uma família de plano, θ representa o ângulo de incidência desviado relacionado ao efeito de um desses planos da rede, n é um número inteiro e refere-se à ordem de difração, e λ é o comprimento de onda dos elétrons. Os padrões de Kikuchi são, portanto, projeções da geometria dos planos da

rede de um cristal cuja difração da onda de elétrons segue o mesmo ângulo de incidência.

O espalhamento produzido pela interação onda-plano cristalográfico forma um 'cone duplo' - Cone de Kossel - cujo eixo é perpendicular ao plano cristalográfico. A ocorrência desse efeito duplo se dá pelo fato da tela de fósforo registrar tanto os elétrons, cuja energia é mantida após a difração, quanto as ondas, nas quais perdem sua energia durante o espalhamento. Desse modo, a linha média entre os cones representa o plano cristalográfico que difratou a onda. Com isso, cada par de cones indicará, na tela fosforescente, uma banda de Kikuchi, que nada mais é do que a representação do plano cristalográfico orientado, com relações geométricas interbandas equivalentes às exibidas pelo plano do cristal (Figura 9).

FIGURA 9 DESENHO ESQUEMÁTICO DA FORMAÇÃO DOS CONES DUPLOS DE KOSSEL ATRAVÉS DA DIFRAÇÃO DE FEIXES DE ELÉTRONS NOS PLANOS CRISTALOGRAFICOS DO MINERAL, GERANDO OS PADRÕES DE KIKUCHI NA TELA FOSFORESCENTE DO EBSD. NOTAR A INCLINAÇÃO DA AMOSTRA EM $\sim 70^\circ$ EM RELAÇÃO À HORIZONTAL.



Fonte: Modificado de MORALES et al. (2007).

Para que se obtenha um maior aproveitamento do retro espalhamento dos elétrons e, conseqüentemente, sinais mais claros no EBSD, a amostra deve estar polida adequadamente e inclinada entre 60 e 80° em relação à horizontal (Figura 9).

Para amostras em que se deseja analisar as microestruturas, o ângulo não deve exceder os 70°, pois, acima desse valor, a focalização do alvo fica comprometida. Ademais, a resolução dos dados de EBSD é também uma função da voltagem dos elétrons (*spot size*), pois estes controlam a profundidade de penetração dos elétrons na amostra (volume de ativação). Quanto menor o volume de ativação ou *spot size*, maior a resolução da imagem. Outro fator determinante na qualidade dos dados é o polimento da superfície da amostra. A amostra deve ser preparada de modo que qualquer defeito ou contaminação presente dentro da profundidade de penetração dos elétrons seja removida. (~20nm). Problema de carregamento de elétrons na amostra é prontamente solucionado diminuindo-se a voltagem de aceleração do feixe de elétrons e/ou revestindo as bordas da lâmina com uma fita de cobre. No nosso caso, somente o revestimento de cobre foi necessário. Além disso, estabelecer um padrão de coordenadas com transformações apropriadas entre a estrutura cristalina dos minerais a serem analisados, a amostra, e o padrão de difração é fundamental para o sucesso e confiabilidade dos dados adquiridos no EBSD Britton et al. (2016).

Para essa pesquisa, as orientações cristalográficas prerenhadas foram medidas através da técnica de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) usando-se um microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo MIRA 3RM SCAN. As lâminas delgadas foram colocadas na câmara do MEV em um ângulo de 70° em relação a horizontal e com a lineação mineral, paralela ao eixo-X do MEV. Os padrões de elétrons retroespalhados foram adquiridos usando uma voltagem de aceleração de 15Kv e uma distância de trabalho de 18-20 mm

Os dados de EBSD foram posteriormente analisados usando o conjunto de aplicativos Channel da Oxford-HKL Instruments, onde as figuras de pólo, figuras de pólo inversa, mapas de fase e *misorientation* foram gerados.

4 RESULTADOS: DEFORMATION MECHANISMS IN QUARTZITE AND METACARBONATE TECTONITES FROM THE SOUTHWESTERN ESPINHAÇO RANGE-MG (BRAZIL)

Abstract

Quartzites and metacarbonate mylonitic rocks from the Espinhaço Supergroup and Bambuí Group, respectively, record ductile deformation in the upper crust, and the mechanisms by which these rocks deformed is still unknown. Field observations, microstructural analyses, and textural data of quartz and calcite within these units suggest heterogenous deformation. The overlying quartzite unit is mainly deformed by dissolution-precipitation creep with minor contribution of intracrystalline plasticity. The metacarbonates, however, show strain partitioning controlled by grain size, number of other phases and finite strain. Coarse-grained calcite mainly deforms by intracrystalline plasticity. Mechanical twinning with twin boundary migration is commonly found in coarse-grained calcite in less deformed areas. The texture produces a c-axis maxima oblique to the foliation normal and rotated against the shear sense towards the maximum compression direction. In relatively more deformed regions, coarse-grained calcite deforms by a combination of slip on $\{c\} \langle a \rangle$ and e-twinning with recovery by grain boundary migration. Coarse-grained quartz in the less deformed metacarbonates deforms by dissolution-precipitation creep producing a c-axis maximum parallel to the stretching lineation whereas in the strongly deformed domains, quartz deformation occurs by diffusion-accommodated grain boundary sliding with a random texture. Small grained calcite and quartz microstructure and texture are very similar regardless the strain gradient. Deformation occurs mainly by diffusion-accommodated grain boundary sliding showing a weak and random texture.

4.1 INTRODUCTION

Calcite and quartz are important rock-forming minerals in the upper crust, eventually recording intense ductile deformation and strain localization along shear zones. Microstructural and textural analyzes (crystallographic preferred orientation (CPO)) in experimental and natural ductile shear zones have extensively been conducted to evaluate the rheological behavior of deformation in carbonate and quartz rich rocks (e.g. DIETRICH AND SONG, 1984; VAN DER PLUIJM, 1991; DE BRESSER

and SPIERS, 1997; BUSCH and VAN DER PLUIJM, 1995; BESTMANN et al., 2000; BESTMANN and PRIOR, 2003; BARNHOORN et al., 2004; FAGHIH and SOLEIMANI, 2015; RAHL and SKEMER, 2016). These studies suggest that a wide range of deformation mechanisms can simultaneously be activated in order to accommodate the bulk strain required to localize deformation. For example, quartz aggregates often deform by dislocation creep under greenschist facies conditions (e.g. BOUCHEZ, 1977; LAW, 1990) producing a well-known CPO fabric (e.g. STIPP et al., 2002). However, deformation in a fluid-rich environment at low temperatures may also develop a quartz texture which is associated with stress controlled dissolution-precipitation creep Hippertt (1994 e Lagoeiro et al. (2003 e Takeshita; Hara (1998).

Carbonate rocks in orogenic belts commonly undergo dynamic metamorphism that lead to changes in their chemistry, mineral content, microstructures and texture. As a result, the mechanical response to the imposed stresses may change over time. For example, quartzite and limestone recrystallize dynamically to smaller grain sizes at temperatures from 250°C leading to superplastic flow (SCHMID et al., 1977; ETHERIDGE and WILKIE, 1979; BEHRMANN, 1985; BESTMANN et al., 2000; BESTMANN and PRIOR, 2003; ROGOWITZ et al., 2016). For calcitic rocks, SCHMID et al. (1987) propose a variety of deformation conditions at which calcite changes texture and microstructure with evolving deformation. However, experimentally deformed marbles are not able to reproduce the range of deformation fabrics found in natural examples because of the external complexity of the crust.

The quartzites from the Espinhaço Supergroup and the metacarbonates from the Bambuí Group record intense brittle-ductile deformation associated with the Brasiliano Orogeny during the Neoproterozoic. Since these rocks are mostly comprised of quartz and calcite, assessing both their microstructural and textural features may unveil how deformation was accommodated during the main tectonic event. Although the studied area has been subjected to macroscale structural studies (e.g. MAGALHÃES, 1988; BACELLAR, 1989; UHLEIN, 1991), nothing is yet to be found in terms of deformation mechanisms and textures of the major minerals in these units. In addition, the confinement of the metacarbonate rocks by thrust faults favors the development of a unique context from the geological point of view, since confining pressure is an important variable in rock deformation modelling.

Thus, this contribution aims: (1) to provide a description of the microstructures and textures of the quartzite and metacarbonate rocks, focusing on calcite and quartz

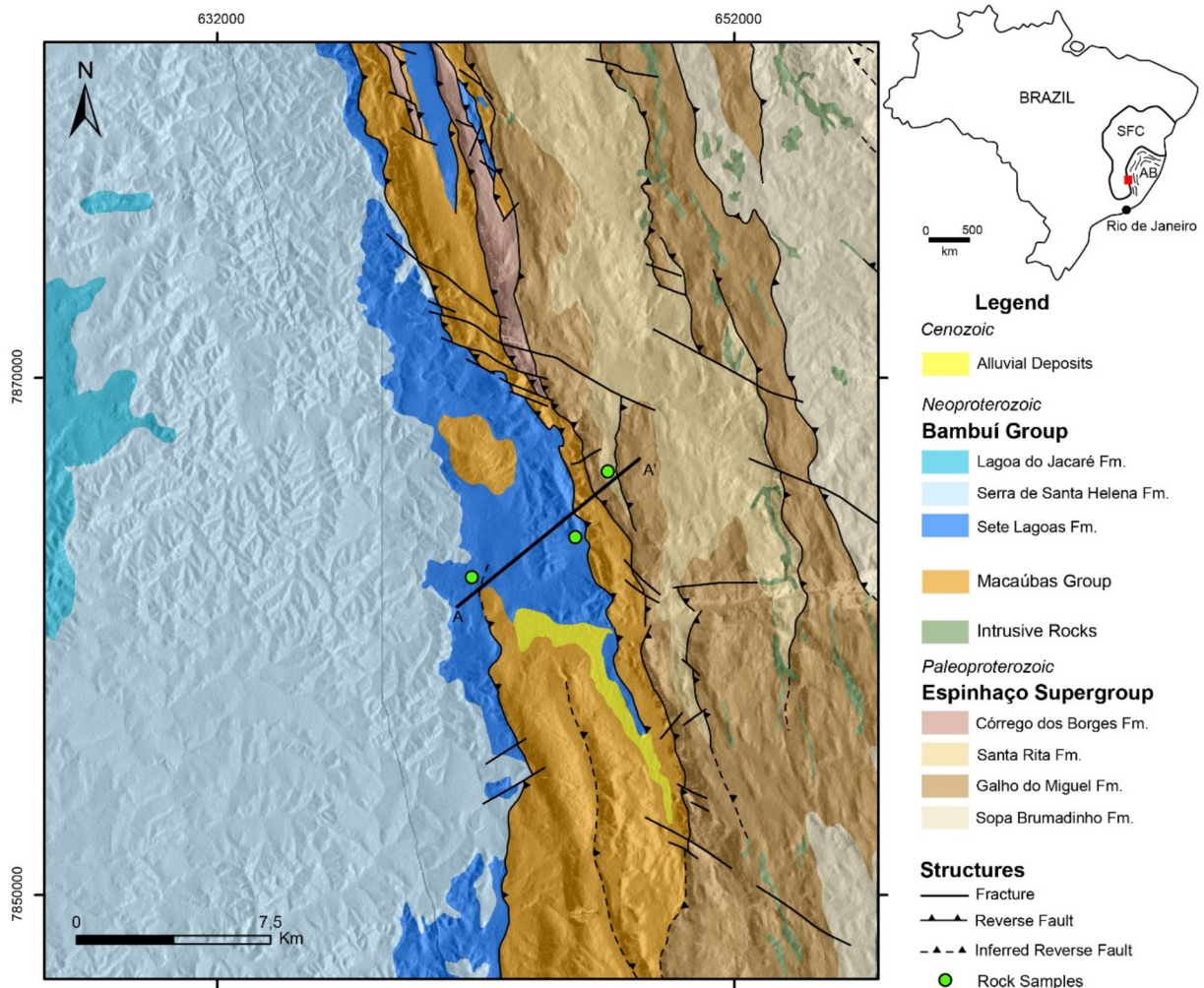
crystals; (2) to establish a relation of the deformation mechanisms with the main microstructures; and (3) to understand how the confinement of the metacarbonate units responds to deformation from a rheological point of view as a function of deformation mechanisms.

4.2 GEOLOGICAL SETTING

The rocks analyzed in this study are from the Mesoproterozoic quartzites of the Espinhaço Supergroup and Neoproterozoic metacarbonates of the Bambuí Group located at the southern part of the São Francisco Craton (Figure 1). These rocks are associated with regional brittle-ductile shear zones, in which mylonitic foliation dips moderately to ESE and trend NNE-SSW. The quartzites define a roughly N-S chain named Espinhaço Range that tectonically overburden the metacarbonates from the Bambuí Group, at the São Francisco Basin (Figure 2). This boundary represents the external zone of the Araçuaí Orogen and the southern São Francisco Craton.

The Espinhaço Supergroup occur east of the Espinhaço Range and is composed of homogeneous sandstone metasediments with intercalation of phyllites (UHLEIN, 1982) deposited in an intracontinental basin during the Paleo- and Mesoproterozoic (1,8-1,0 Ga) (CHEMALE JR. et al., 2012; ALKMIM and MARTINS-NETO, 2012; SANTOS et al., 2013; GUADAGNIN and CHEMALE Jr., 2015). The Bambuí Group lies west of the Espinhaço Range and comprises recrystallized dolomite mudstone, crystalline dolomite limestone and neomorphic impure crystalline limestone (TULLER et al., 2010), deposited in a foreland-type basin. Bambuí Group age is still controversial, although recent data suggest deposition around 550 Ma (WARREN et al., 2014).

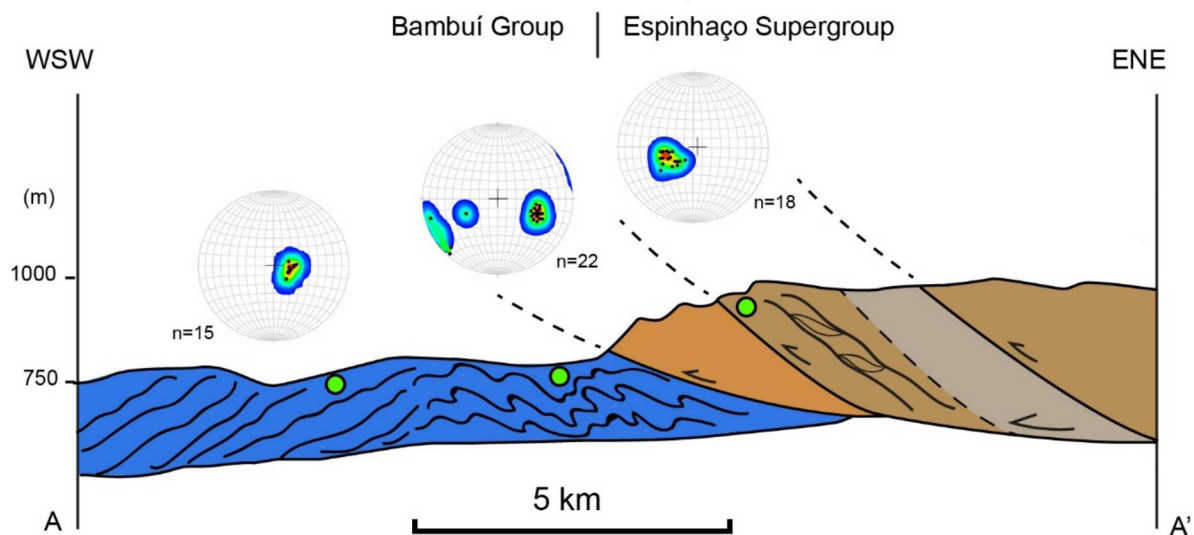
FIGURE 1 GEOLOGICAL MAP OF THE STUDIED AREA (MODIFIED FROM OLIVEIRA ET AL. 1997). SEE FIG. 2 FOR CROSS-SECTION. LOCATION OF THE VISITED OUTCROPS IS INDICATED BY GREEN DOTS.



Both quartzite and metacarbonate rocks record progressive deformation related to the development of the Araçuaí Orogen during the Brasiliano Cycle (700-450 Ma) (ALMEIDA, 1977), resulting in brittle-ductile shear zones associated to thrust sheets (MAGALHÃES, 1989). The Espinhaço Supergroup represent a westbound verging and thrust-fold belt (PFLUG, 1965, 1968; DUSSIN et al., 1984; HERRGESELL and PFLUG, 1985; ALMEIDA ABREU et al., 1986; UHLEIN et al., 1986; HARTMANN, 1987), placed on the younger metacarbonate rocks of the Bambuí Group (FIGURE 2) (MARSHAK and ALKMIM, 1989; BACELLAR, 1989), thus representing a clear stratigraphic inversion in response to distal east-west contractional deformation during the development of the Araçuaí Orogen at the end of the Neoproterozoic (ALKMIM et al., 2001, 2006). As a consequence, the metacarbonates are intensely sheared and recumbently folded with intrafoliate and complex folds. E-W stretching mineral lineation

indicates westwards tectonic transport (BACELLAR, 1989; MARSHAK and ALKMIM, 1989). Occasionally, the original bedding has been transposed into a milonitic foliation which is axial planar to the recumbent isoclinal folds (MARSHAK and ALKMIM, 1989). Both units have been metamorphosed at green schist facies (MAGALHÃES, 1988; OLIVEIRA, 1989; SOUZA-FILHO, 1995).

FIGURE 2 GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE ESPINHAÇO SUPERGROUP AND BAMBUÍ GROUP SHOWING THE MAIN STRUCTURAL FEATURES. STERÉONETS REPRESENT POLES TO THE MACROSCOPIC FOLIATION IN EACH VISITED OUTCROP (GREEN DOTS). N=NUMBER OF DATA ANALYZED (MODIFIED FROM OLIVEIRA ET AL. 1997; MARSHAK AND ALKMIM 1989).



4.3 METHODS

We used optical microscopy and electron backscatter diffraction technique (EBSD) under a scanning electron microscope (SEM) on samples collected in a transverse from east to west, cross-cutting shear zones which tectonically separate the quartzite and metacarbonate units. Additionally, a chemical characterization of one metacarbonate sample was performed using the energy-dispersive x-ray spectroscopy (EDS) under a SEM.

Samples were cut parallel to the stretching lineation and perpendicular to the foliation (XZ-plane of the strain ellipsoid). Thin sections were polished in conventional way and finished with a colloidal silica lapping for thirty minutes. Additionally, the metacarbonate thin section edges were coated with a copper tape to reduce electron charging. EBSD data were acquired using a MIRA 3RM SCAN-SEM in the Lactec Institute at the Federal University of Paraná, Brazil, and then analysed through Oxford

Instruments/HKL Channel 5 software. SEM conditions were set as following: thin sections were placed in the scanning electron microscope (SEM) chamber at a 20° tilt angle to the electron beam and the rock lineation parallel to the SEM X-axis. EBSD patterns were acquired at an acceleration voltage of 15 kv, and a beam working distance and current of 11 mm and 18 Na, respectively, collected as a series of maps with a 3 µm step size.

Seventeen thin sections (two from quartzite and fifteen from metacarbonate) were described under the petrographic microscope. Sample PSC 003 (quartzite) and samples PSC 105 and PSC 204 (metacarbonates) were chosen for EBSD analysis because they likely represent most the microstructures observed.

4.4 RESULTS

4.4.1 Field Observations

Quartzites

The quartzites are characterized by a well-developed cleavage defined by concentrations of phyllosilicates and quartz trending NNW and dipping gently to ENE. On the cleavage planes there is a well-defined stretching lineation. A macroscopically striking feature of the quartzite is asymmetric quartz and phyllosilicate vein boudins with an internal S-C fabric indicating top to the west sense of shear (Figure 3a), which is in accordance with the stretching lineation that suggest a tectonic transport towards the craton. Bulk mineralogy is difficult to describe at the outcrop scale due to the fine-grained nature of the grains.

Metacarbonates

The metacarbonates described here are found in two quarries, one located near the contact with the quartzite unit, at the base of the Espinhaço Range, and the other one situated farther west, roughly 4 km away from the first quarry (Figure 2). These two quarries show distinct features. The east quarry displays asymmetric folded foliation planes with limbs dipping ENE and WNE. The foliation is marked by alternating mica-rich and quartz-calcite-dolomite-rich layers. This variation is evident by the colors of the bands. Recumbent, isoclinal and sheath folds are the dominant structures found in this quarry. (Figure 3b). Millimetric shear zones are axial planar to asymmetric folds which dips ENE (Figure 3d). Pre- to syn-tectonic calcite and quartz veins are widely

spread in the outcrops and mostly exhibit asymmetric and isoclinal recumbent folds (Figure 3c).

The metacarbonate rocks located at the west quarry show a completely transposed W-dipping mylonitic foliation (Figure 3e). Calcite and quartz veins are folded in a way that their axial plane coincide with the mylonitic foliation and their axis rotated with the shear sense, coinciding with the stretching lineation. The stretching lineation is defined by the alignment of phyllosilicates and calcite and quartz fibers on the foliation planes and dips westwards.

4.4.2 Microstructures

Combined textural and microstructural data allow inference of the active deformation mechanisms by comparing the data to experimental, natural or numerical modelling results. As a result, activity of specific slip systems, recrystallization mechanisms and other deformation mechanisms may be inferred from such studies.

The following microstructural descriptions will proceed from the quartzites to the metacarbonates highlighting features in quartz and calcite crystals. Two domains in the metacarbonates were distinguished: 1) a coarse-grained domain formed by calcite and quartz; and 2) a fine-grained domain comprising dolomite, calcite, quartz and phyllosilicates (Figure 5). These two domains along with the presence of phyllosilicates define the macroscopic foliation.

Quartzite

Cleavage is defined by dark, iron-oxide rich stripes, by the alignment of white micas and by the alignment of elongated flattened quartz and feldspar grains (Figure 4). Porphyroclasts consist of rigid bodies of coarse-grained (200 – 400 μm) feldspar and quartz in a fine-grained matrix of quartz, feldspar and flake phyllosilicates (mean 50 μm) forming an anastomosing foliation (Figure 4e,f). Quartz porphyroclasts normally exhibit patchy undulose extinction with minor subgrains (Figure 4d), and well developed sigma-type pressure shadow of newly-precipitated intergrowth of quartz and white mica – mica beard - parallel to the maximum extension direction (Figure 4a). Quartz porphyroclasts occasionally exhibit a ‘fish-shaped’ microstructure (Figure 4c). Both sigma-type pressure shadow and fish-shaped features indicate top to the west sense of shear, which agrees with the kinematics of the asymmetric boudins seen in the field. Feldspar porphyroclasts commonly display a cube-shaped texture with

curved twins (Figure 4b). The foliation is deflected around the porphyroclasts (Figure 4b).

FIGURE 3 MAIN STRUCTURAL FEATURES OF THE INVESTIGATED ROCKS. DASHED LINE RUNS PARALLEL TO THE AXIAL FOLD PLANES: A) ASSYMETRIC BOUDINS IN QUARTZ-PHYLLOSILICATE-RICH VEIN WITHIN THE QUARTZITE UNIT. THE S-C FABRIC DEVELOPED WITHIN THE BOUDINS INDICATES A TOP TO THE WEST SHEAR SENSE; B) SHEATH FOLDS IN THE METACARBONATE UNIT AT THE EAST QUARRY; C) ASYMMETRIC FOLDS IN QUARTZ AND CALCITE VEINS WITHIN THE METACARBONATE AT THE EAST QUARRY; D) CENTIMETRIC SHEAR ZONES PARALLEL TO THE FOLDS AXIAL PLANE AND; E) COMPLETELY TRANSPOSED MYLONITIC FOLIATION LOCATED AT THE METACARBONATES IN THE WEST QUARRY.

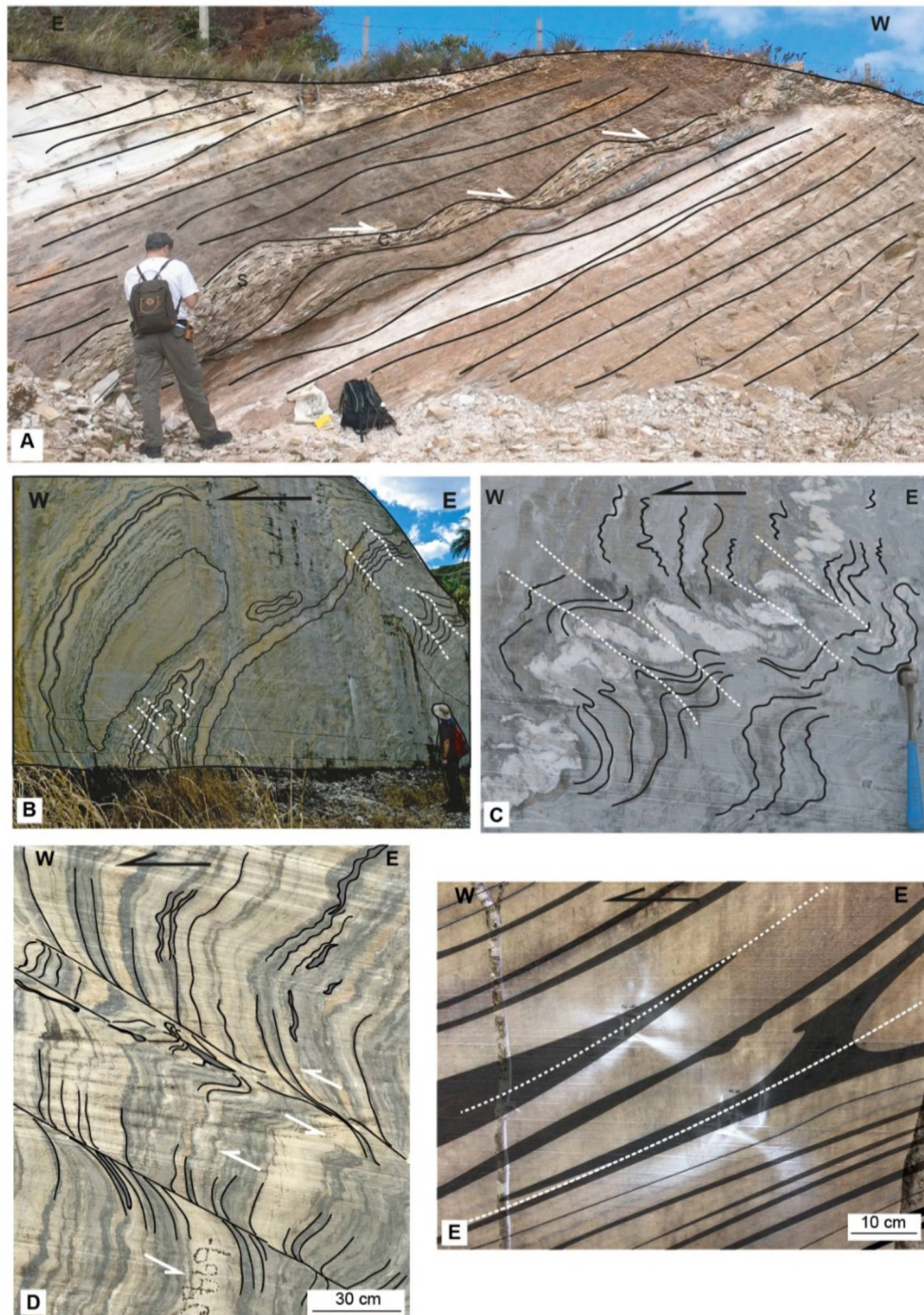
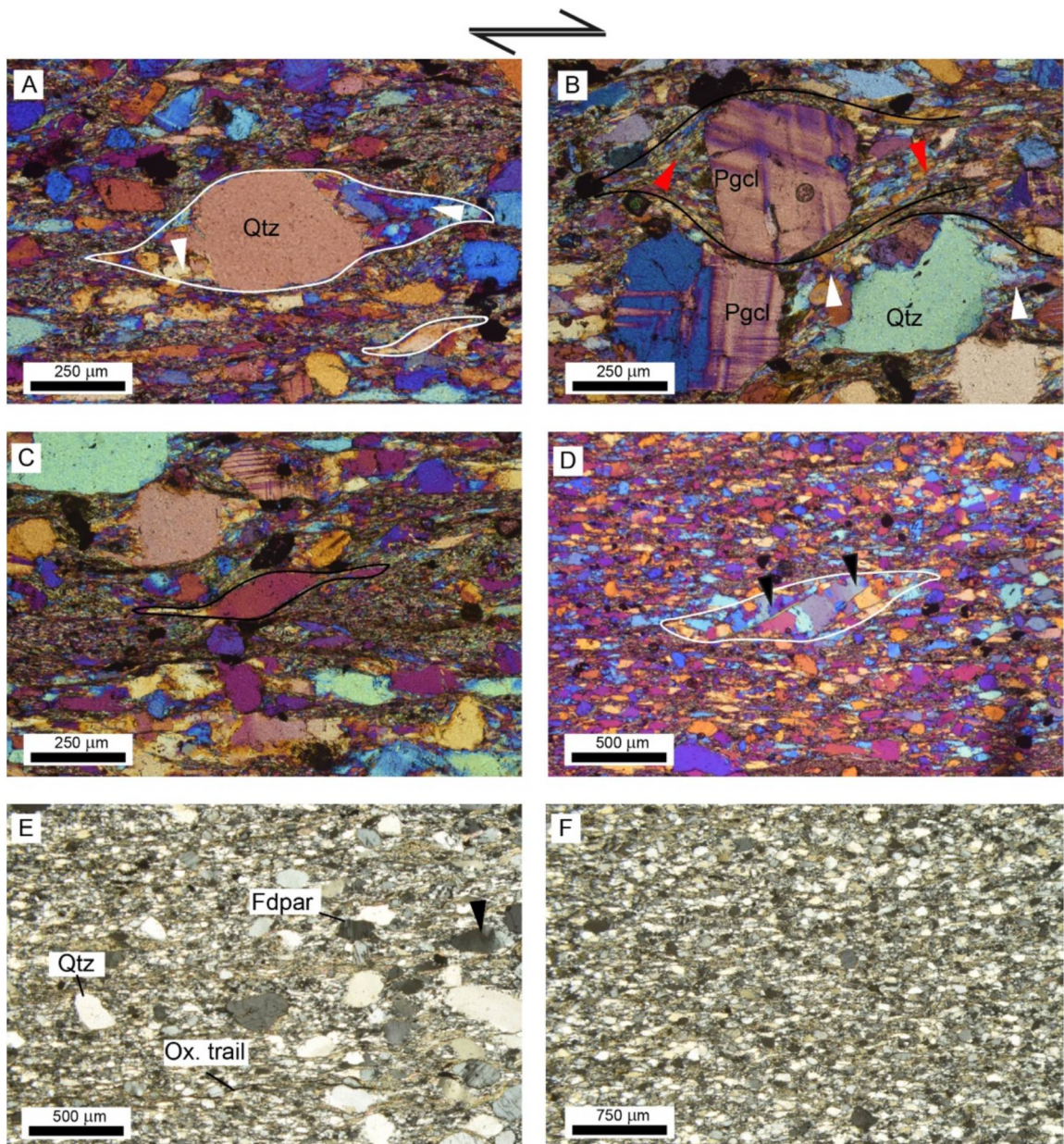


FIGURE 4 PHOTOMICROGRAPHS SHOWING REPRESENTATIVE MICROSTRUCTURES IN THE QUARTZITES. A) QUARTZ SIGMA-TYPE PRESSURED SHADOW WITH MICA BEARD (WHITE ARROWS); B) TWINNED FELDSPAR MICROCLINE PORPHYROCLASTS WITH DEFLECTED FOLIATION: RED ARROWS SHOW ENRICHMENT OF MICA BEARD AROUND FELDSPAR PORPHYROCLAST IN LOW PRESSURE ZONES C) QUARTZ FISH-SHAPED MICROSTRUCTURE; D) SUBGRAINS AND RECRYSTALLIZED QUARTZ GRAINS (BLACK ARROWS); E) QUARTZ AND FELDSPAR PORPHYROCLASTS WITHIN THE SMALL-GRAINED MATRIX WITH SMALL OXIDE TRAILS ON THE CLEAVAGE PLANE. PHYLLOSILICATES DEFINE THE CLEAVAGE PLANE WHICH RUNS HORIZONTALLY. F) RECRYSTALLIZED MATRIX WITH FLATTENED GRAIN PARALLEL TO THE CLEAVAGE. MICROPHOTOGRAPHS A, B, C AND D WERE TAKEN UNDER CROSSED POLARS USING A GYPSUM PLATE. IN ALL FIGURES, CLEAVAGE RUNS HORIZONTALLY AND A SENSE OF SHEAR TOP TO THE WEST.



Metacarbonates

Coarse-grained domain (CGD)

CGD comprise veins filled with calcite and quartz. The calcite grain-size from samples PSC 105 and PSC 204 ranges from 60 to 500 μm (mean 150 μm). Elongated grains define a microscopic flattening plane which is oriented around 30° clockwise in respect to the horizontal plane. The main difference between calcite in both samples is that the former has more twins. Other than that, microstructures are very similar. Most calcite grains exhibit serrated to lobate grain boundaries, eventually meeting in triple points (Figure 6e,g). Coarser grains show undulose extinction, a small number of subgrains and well developed one or more set of bent or tapered twins with fine-sized new grains along twin bands (Figure 6a). Phyllosilicates – chlorite and muscovite – are restricted to some samples (although are widely spread in the outcrop) and are oriented parallel to the macroscopic foliation defining a pressure solution cleavage. Quartz grains show lobate and bulbous boundary – the latter being dominant (Figure 6b,e). Overall, grains are equant ranging in size from 10 μm to 150 μm (mean 70 μm , locally showing a shape preferred orientation. Local undulose extinction is observed, sometimes forming subgrains (Figure 6a). The CGD are eventually folded (Figure 6f)

Fine-grained domain (FGD)

The transition from CGD to FGD is sharp in all samples (Figure 6d) and their microstructures are very homogeneous. Calcite, dolomite and phyllosilicates (grain-size from 4 μm up to 50 μm) constitute the fine-grained domain (Figure 5). The amount of quartz amount is small (<2%). Grain boundaries are straight to slightly curved and show a strong shape preferred orientation defining a flattening plane oriented 30° clockwise in respect to the horizontal plane - same as the coarse-grained domain – (Figure 6c,h).

FIGURE 5 CROSS-POLARIZED SCANNING (LEFT) AND MINERALOGICAL CONTENT (RIGHT) OF SAMPLE PSC 205 FROM THE METACARBONATE QUARRY LOCATED FARTHER WEST. CALCITE AND QUARTZ COMPRISE MOST OF THE COARSE-GRAINED DOMAIN (CGD), WHILE DOLOMITE, CALCITE, QUARTZ, MUSCOVITE AND CHLORITE DEFINE THE FINE-GRAINED DOMAIN (FGD). PHYLLOSILICATES ARE CLUSTERED AT THE UPPER PORTION OF THE THIN SECTION. NOTE SOME MICROBOUDINS (BLACK ARROWS) THAT CONSIST OF COARSE RECRYSTALLIZED CALCITE AND QUARTZ WITHIN THE FGD. FP= FLATTENING PLANE. MF= MACROSCOPIC FOLIATION. SENSE OF SHEAR IS TOP TO THE WEST.

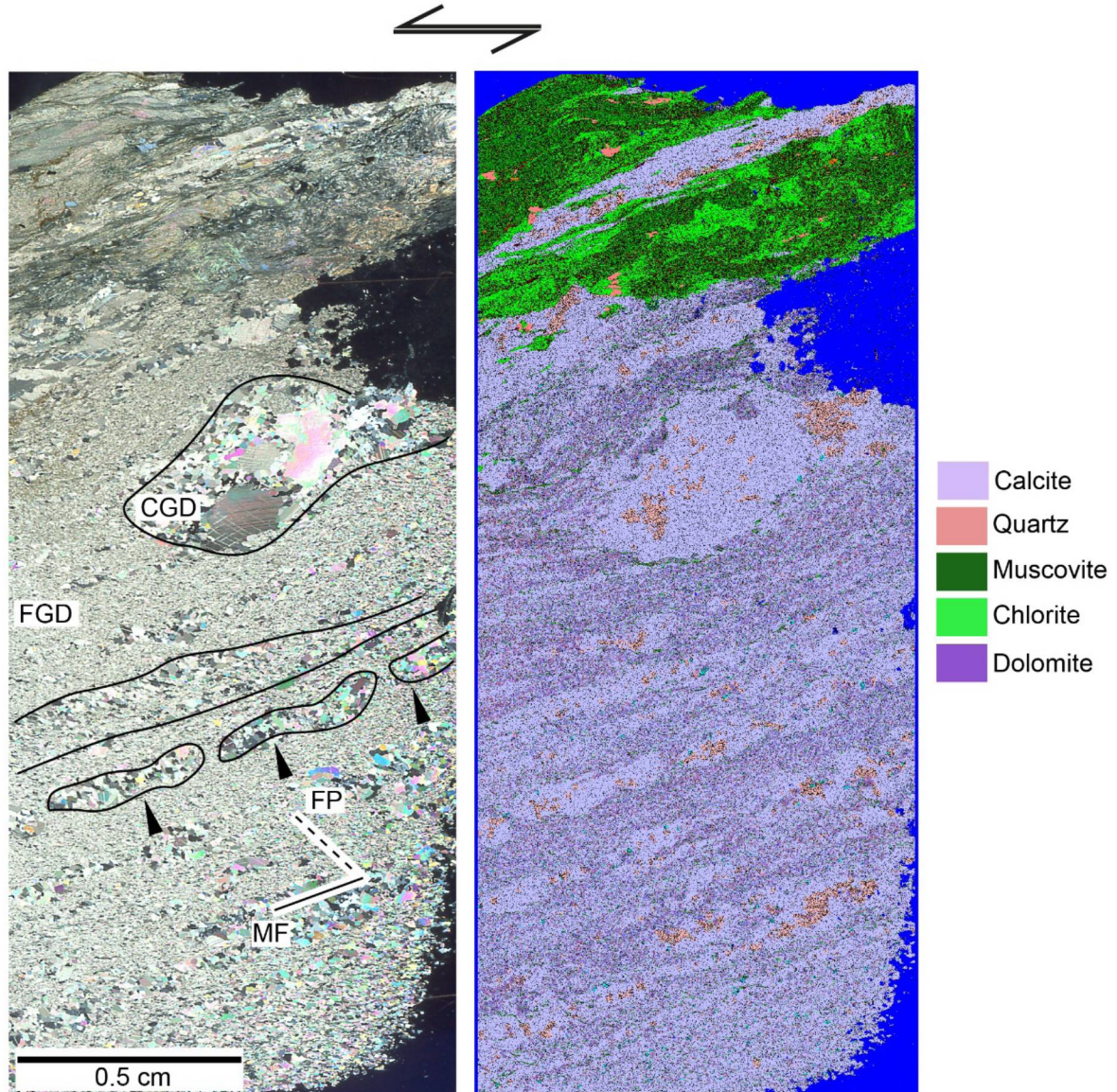
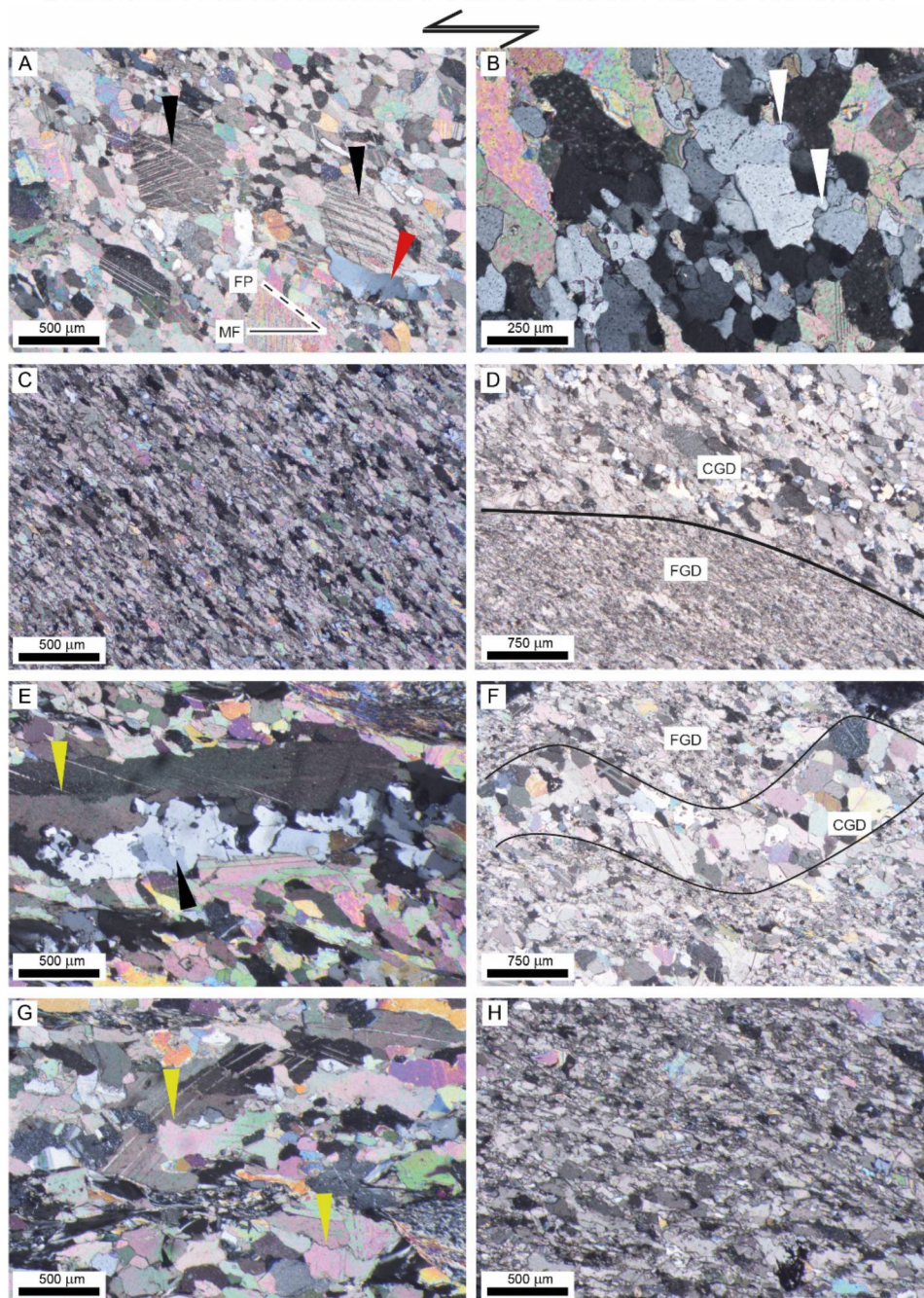


FIGURE 6 PHOTOMICROGRAPHS SHOWING REPRESENTATIVE MICROSTRUCTURES IN THE METACARBONATES. A, B, C AND D) SAMPLE PSC 105 FROM THE QUARRY LOCATED AT THE ESPINHAÇO RANGE FOOT. E, F, G, AND H) SAMPLE PSC 204 FROM THE QUARRY LOCATED FARTHER WEST. A) SETS OF TWINS IN CALCITE WITHIN THE CGD. BLACK ARROWS SHOW NEW CALCITE GRAINS BEING FORMED ON THE TWINNING PLANES. RED ARROW INDICATES UNDULOSE EXTINCTION AND SUBGRAIN IN QUARTZ; B) LOBATE AND BULBOUS QUARTZ GRAIN CONTACT WITHIN THE CGD; C) SHAPE PREFERRED ORIENTATION OF THE MICROFRAIC WITHIN THE FGD; D) SHARP BOUNDARY BETWEEN CGD AND FGD; E) SERRATED BOUNDARY (YELLOW ARROW) BETWEEN CALCITE GRAINS AND BULBOUS BOUNDARY BETWEEN QUARTZ GRAINS (BLACK ARROW) WITHIN THE CGD; F) FOLDED AGGREGATES OF CALCITE AND QUARTZ OF THE CGD WITHIN THE FGD; G) SERRATED GRAIN BOUNDARY BETWEEN CALCITE GRAINS (YELLOW ARROW); H) FLATTENED GRAINS WITHIN THE FGD. PHOTOGRAPHS WERE TAKEN UNDER CROSSED POLARS. IN ALL FIGURES, FOLIATION PLANE (MF) RUNS HORIZONTALLY AND FLATTENING PLANE (FP) IS ORIENTED PERPENDICULAR. SENSE OF SHEAR TOP TO THE WEST.



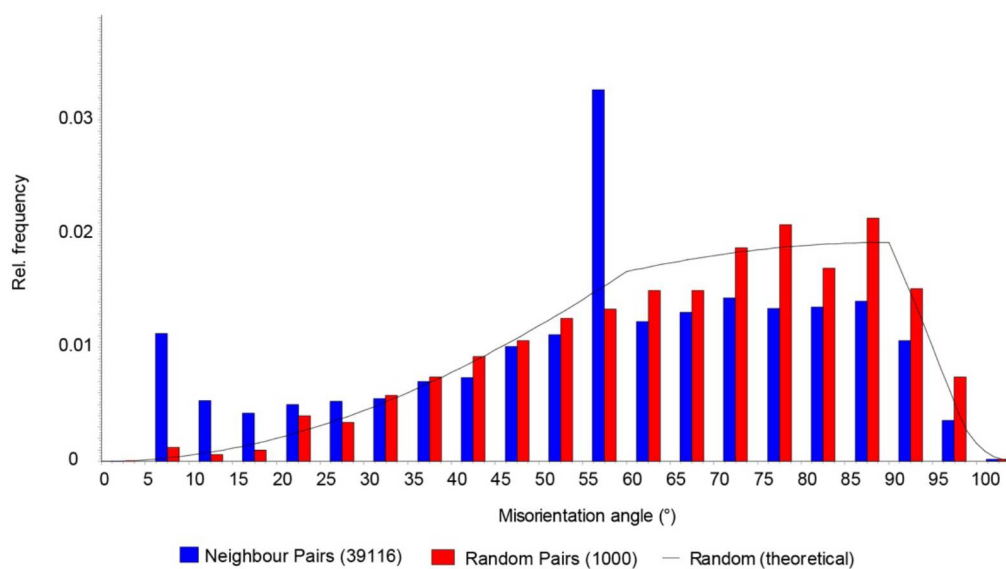
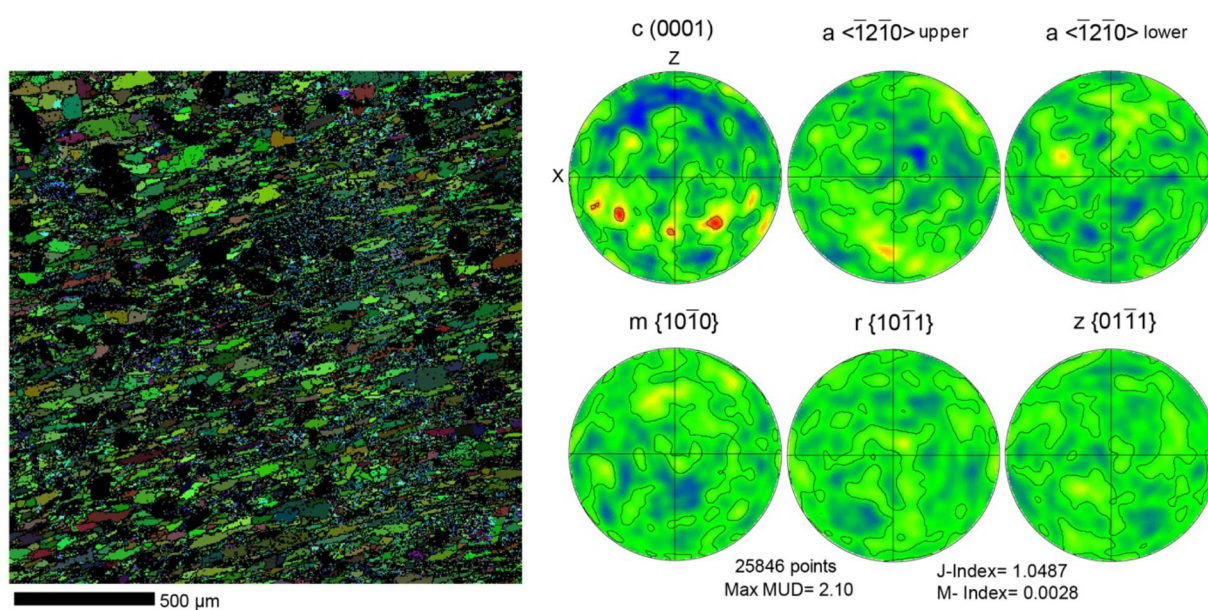
4.4.3 Texture

Quartzite

Quartz

Quartz texture in the quartzite unit is weak and show a random orientation of c-axis (Figure 7). a-axis and poles to the m-, r- and z-planes are randomly dispersed. Misorientation angle of neighbour pair grains deviates from the theoretical curve at low angles (5-10°) and at angles close to 60° -Dauphiné twinning- (Figure 7).

FIGURE 7 ORIENTATION MAP, POLE FIGURES AND MISORIENTATION ANGLE DISTRIBUTION FOR QUARTZ WITHIN THE QUARTZITE UNIT. THE POLE FIGURES ARE EQUAL AREA UPPER HEMISPHERE PROJECTIONS WITH CLUSTER SIZE OF 10°. ALL DATA REPRESENT ONE POINT PER GRAIN.



Metacarbonates

Coarse-grained domain

Calcite texture from sample PSC 105 shows a clustering of c-axis rotated 10 to 45° from the Z direction, in opposition to the shear sense (Figure 8). Poles to the e-planes are concentrated around the normal to the macroscopic foliation (Figure 8). Misorientation angle distribution is marked by small peaks of low misorientation angles (5-10°) and high peaks at 75° (Figure 9). Quartz c-axis are oriented parallel to the X-direction of the strain ellipsoid and a-axis forms maxima around the YZ plane (Figure 8). Misorientation angle distribution graph displays small peaks of mismatch angles close to 5° and high peaks at 55° - Dauphiné twinning - (Figure 9).

Sample PSC 204 displays maxima of calcite c-axis both normal to the macroscopic foliation and rotated around 30 degrees from the Z direction, with the shear sense (Figure 8). Poles to the e-planes follow the same pattern as the c-axis. a-axis form maxima subparallel to the stretching lineation and a broad girdle inclined 20 degrees anticlockwise from the macroscopic reference plane. Neighbour-pairs misorientation angle distribution show a high peak between 5 and 10° and a moderate peak at 70° (Figure 9). Quartz c-axis within sample PSC 204 are randomly oriented and neighbouring grains show peaks of misorientation angles at 32 and 57 degrees (Figure 9).

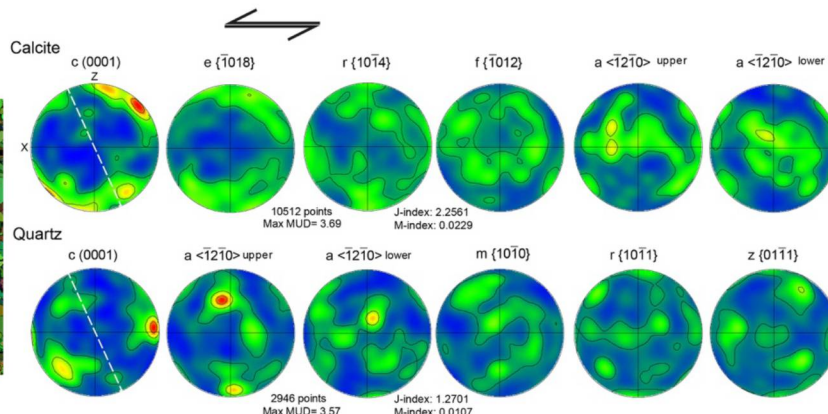
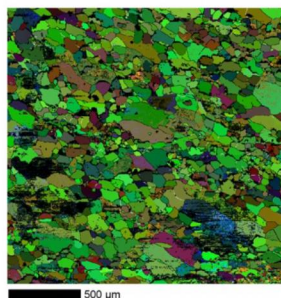
Fine-grained Domain

Calcite and quartz c-axis from sample PSC 105 are weak and randomly distributed (Figure 8). Overall, textures for all crystallographic directions have no preferred orientation. Misorientation angle distribution correlates well with the random curve (Figure 9). Calcite misorientation angle distribution displays peaks of neighbor pair grains at 10° and between 55 to 70° (Figure 9). Misorientation between neighbouring quartz grains are absent for the remaining angles, which is caused by the small amount of quartz within the FGD.

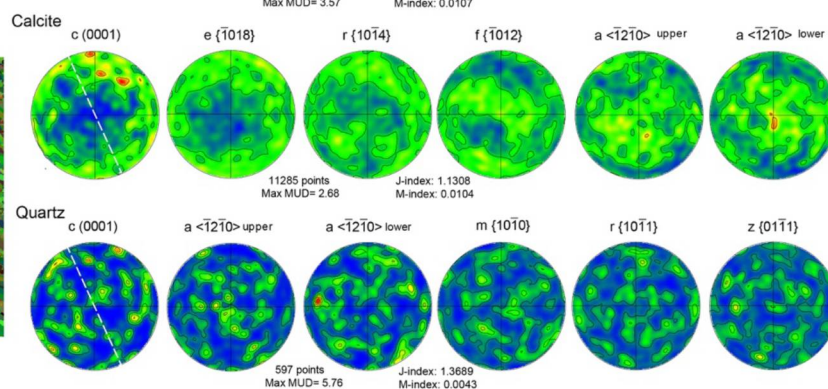
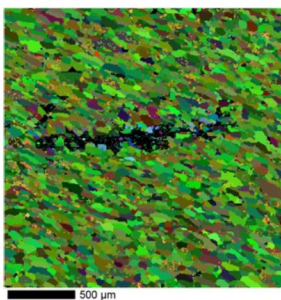
FIGURE 8 CALCITE AND QUARTZ POFE FIGURES OF THE CGD AND FGD FROM SAMPLES PSC 105 (UPPER) AND PSC 204 (LOWER). DASHED LINE REPRESENTS THE MICROSCOPIC FLATTENING PLANE OF THE CRYSTALS UNDER THIN SECTION. Z=POLE TO FOLIATION; X=STRETCHING DIRECTION. ALL POLE FIGURES ARE EQUAL AREA UPPER HEMISPHERE PROJECTIONS WITH CLUSTER SIZE OF 10° . THE DATA REPRESENT ONE POINT PER GRAIN.

Sample PSC 105

a) Coarse-grained domain

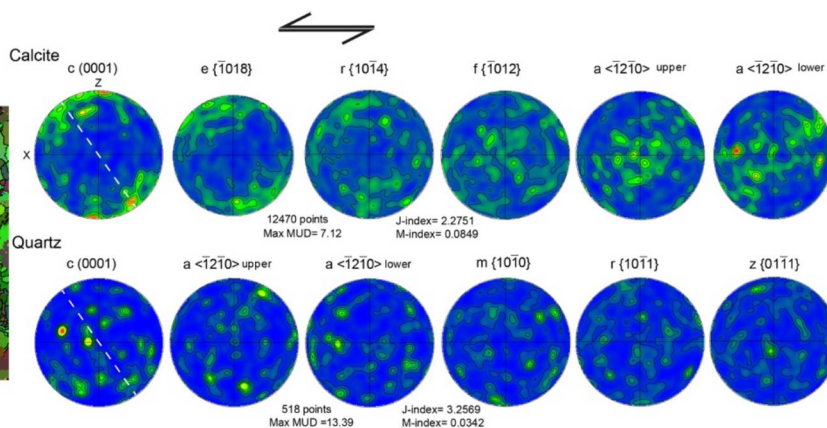
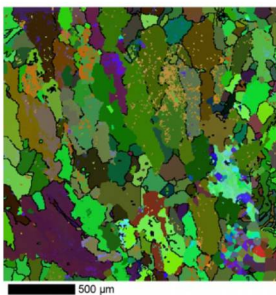


b) Fine-grained domain

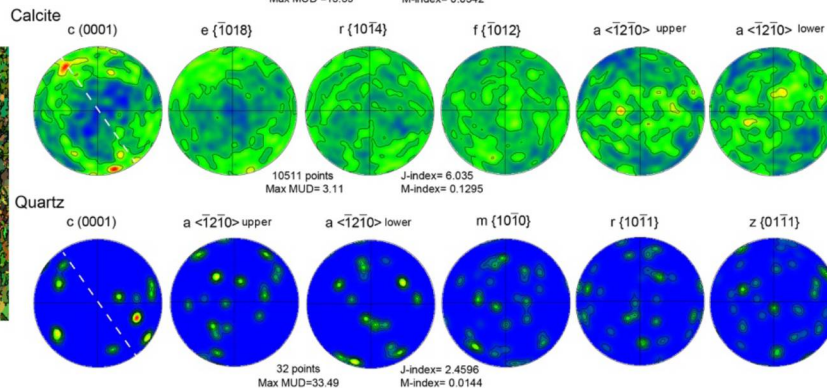
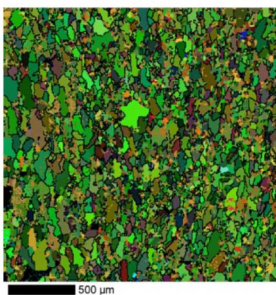


Sample PSC 204

a) Coarse-grained domain

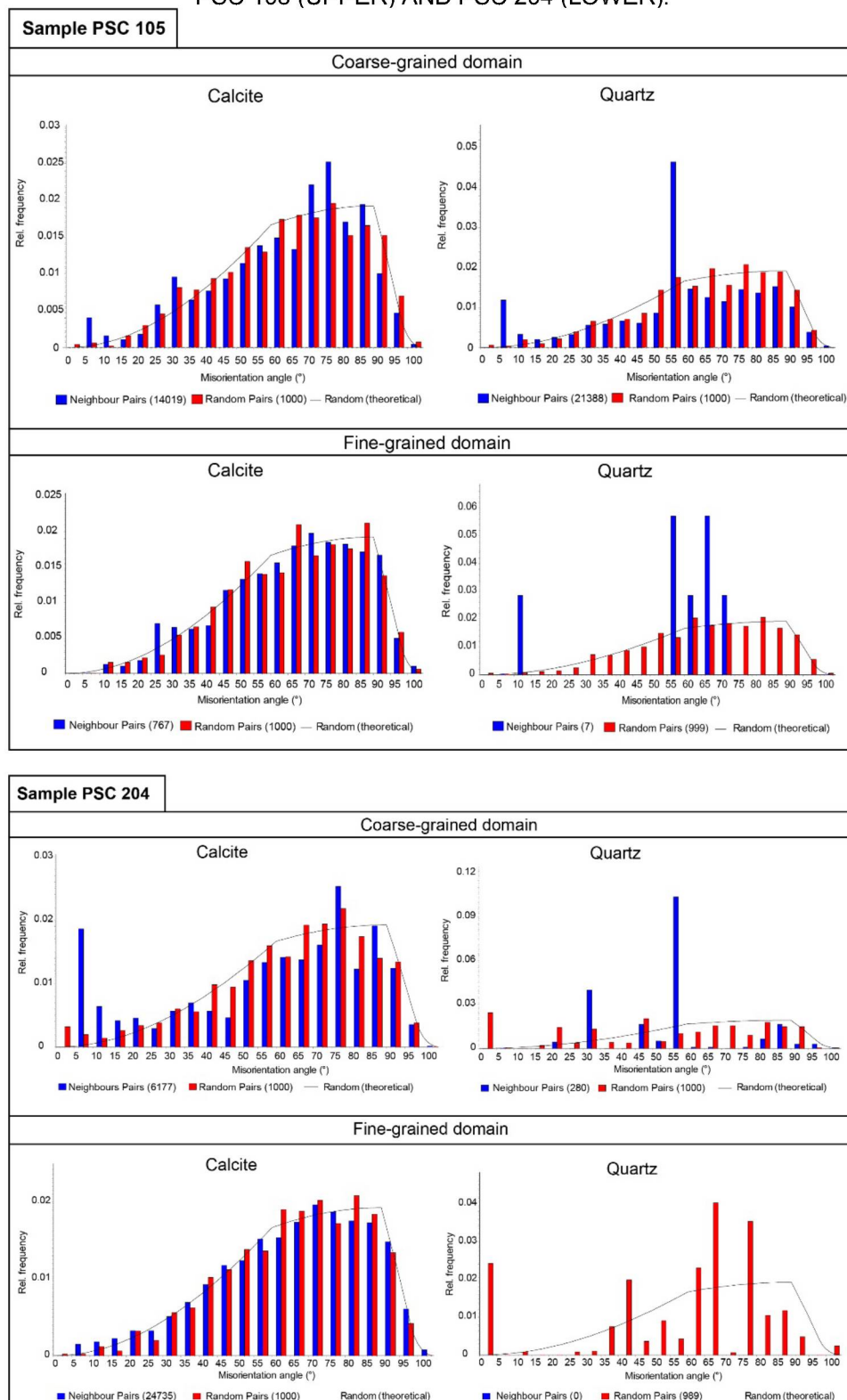


b) Fine-grained domain



Calcite from sample PSC 204 display similar pattern as sample PSC 105 (Figure 8) and the misorientation angle distribution correlates well with the theoretical curve (Figure 9).

FIGURE 9 MISORIENTATION ANGLE DISTRIBUTION FOR CALCITE AND QUARTZ IN SAMPLES PSC 105 (UPPER) AND PSC 204 (LOWER).



4.5 DISCUSSION

The formation of the Araçuaí Orogen during the Brasiliano Event developed a thrust and fold system at the external zone of the Orogen, which was responsible to place the Paleoproterozoic quartzites from the Espinhaço Supergroup onto the Neoproterozoic metacarbonates from the Bambuí Group, thus creating a stratigraphic inversion and a confining environment (Figure 2). Field observations indicate heterogeneous and ductile deformation. Assymetrical quartz vein boudins with internal S-C fabrics within the quartzites indicate a top to the west (towards the craton) sense of shear. East-dipping shear zones of millimetric scale which are axial planar to the small folds are common in the east quarry metacarbonates suggesting strain localization. Folded calcite and quartz veins are widespread in both quarries and their structures indicate intense ductile deformation (e.g. isoclinal and sheath folds). The heterogeneous deformation produced characteristic structures and crystallographic orientations of shear-related rocks that we generically define as metacarbonate mylonite. Higher strains in the west quarry metacarbonates resulted in a more prominent mylonitic foliation and rotated fold axis into parallelism with the foliation.

4.5.1 Field observations, Microstructures and textures

4.5.1.1 Quartzites

Dissolution-precipitation creep plays a major role in hydrous rocks deformed in the upper crust under low metamorphic grades (e.g. GRATIER et al., 2013). From integration of field, microstructural and textural studies of the quartz mylonite from Espinhaço Supergroup, one can suggest that dissolution-precipitation creep was responsible for accommodating the bulk strain. Evidence of such mechanisms is observed in the assymetrical quartz vein boudins, showing internal S-C fabrics (Figure 3a); the development of a pervasive slaty cleavage by muscovite alignment (Figure 4e,f); oxide trails (Figure 4e); strain shadows of quartz and mica beards around quartz and feldspar porphyroclasts (Figure 4a,b); and the shape preferred orientation of the matrix grains parallel to the stretching direction (Figure 4f). Furthermore, the S-C fabrics and strain shadows agree well with the regional sense of shear (top to the west towards the Craton). Evidence for intracrystalline plasticity is only observed as undulose extinction and minor subgrains (Figure 4d).

Texture analysis corroborate for dissolution-precipitation creep as the main mechanism accommodating the strain. CPO development is usually associated with intracrystalline plasticity, although such texture can also be created during dissolution-precipitation creep Hippertt (1994 e Lagoeiro et al. (2003 e Takeshita; Hara (1998). Our quartz c-axis is randomly oriented, and thus, define a very weak CPO, suggesting that precipitation did not lead to a crystallographic preferred orientation. Furthermore, small mismatch angles between neighbouring grains less than 15 degrees suggest the presence of subgrains. High peaks at 55 degrees indicate contribution of Dauphine twinning, which may either be inherited from the sedimentary grains or may be formed during deformation.

4.5.1.2 Metacarbonates

Coarse-grained domains

Calcite within the coarse grained domain from sample PSC 105 shows extensive twins, occasionally producing recrystallized grains at the twin lamellae (Figure 6a), which is commonly associated with twin boundary migration (BARNHOORN, 2004; BURKHARD, 1993). The c-axis maximum deflected from the foliation normal towards the position of maximum shortening – against the imposed sense of shear – (Figure 8) have been observed in naturally deformed calcite rocks (e.g. SCHMID et al., 1981, DIETRICH and SONG, 1984). This texture pattern corresponds to the texture observed in the twinning regime of SCHMID et al. (1987). Since twinning rapidly reorients the c-axis into a direction close to the position of σ_1 , these c-axis maxima are expected to provide a good approximation of the direction of σ_1 during the late stages of deformation Schmid et al. (1987). This pattern is clearly observed in calcite from the coarse-grained domain of sample PSC 105, in which calcite c-axis produce a monoclinic texture symmetry (Figure 8). A clustering of e-poles normal to the macroscopic foliation plane (Figure 8) and high peaks of neighbor pair grains around 70 degrees in the misorientation graph suggest activation of e-twinning.

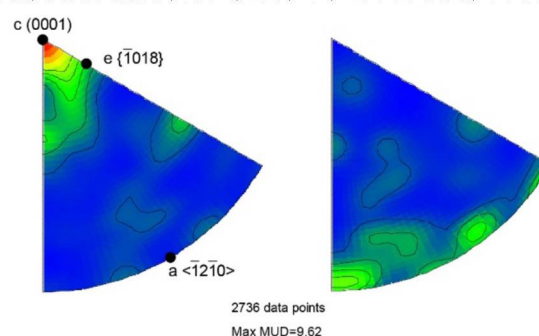
Quartz microstructures within sample PSC 105 suggest activation of dissolution-precipitation mechanisms. The boundary between quartz grains is not straight, but rather undulating with many embayment, which are indicated by white arrows in Figure 6. The clustering of quartz c-axis oriented parallel to the stretching lineation is generally associated with activation of prism $\langle c \rangle$ slip (e.g. BOUCHEZ et

al., 1984; GARBUTT and TEYSSIER, 1991) in high temperature environments (e.g. BEHR, 1980; LISTER and DORNSIEPEN, 1982; BOUCHEZ et al., 1984). However, X-maximum c-axis fabric development has also been observed in natural quartz tectonites deformed by dissolution-precipitation creep (e.g. HIPPERTT, 1994; TAKESHITA and HARA, 1998; LAGOEIRO et al., 2003). Since our rocks have many evidences of being deformed under greenschist facies conditions, activation of temperature sensitive prism $\langle c \rangle$ is unlikely. Thus, a possible explanation for the c-axis maximum parallel to the X-direction is controlled-dissolution precipitation mechanism. Furthermore, the presence of phyllosilicates might enhance the fluid influx, thus favouring solution-transfer creep (e.g. KERRICH, 1977; ETHERIDGE et al., 1983). Minor undulose extinction and subgrains may reflect the small peak of neighbour pairs grains misorientation angle at small angles in the misorientation angle distribution graph. Dauphiné twinning is responsible for the 55° peak.

Sample PSC 204 shows a different calcite texture compared to sample PSC 105. The clustering of c-axis either normal to the macroscopic reference frame or rotated with the shear sense and a-axis girdle within the foliation (Figure 8) suggest activation of $(c)\langle a \rangle$ slip system which occurs at high finite strains (BARNHOORN et al., 2004). Inverse pole figure for calcite within the coarse-grained domain supports the idea that intracrystalline processes were active during deformation and that basal slip played a major role on strain accommodation (

Figure 10). The calcite lobate grain boundaries indicate grain boundary migration as the dominant recrystallization mechanism (URAI et al., 1986). Poles to the e-planes are weakly distributed, demonstrating that e-twinning alone was not responsible to accommodate most of the strain. The moderate misorientation angle between

FIGURE 10 INVERSE POLE FIGURES OF CALCITE WITHIN THE COARSE-GRAINED DOMAIN IN SAMPLE PSC 204. Z=POLES TO FOLIATION. X=STRETCHING LINEATION. NOTE THE CLUSTERING OF C-AXIS AND MINOR POLES TO E-PLANES PARALLEL TO THE FOLIATION.



neighbour grain pairs at 75° suggests minor contribution of e-twinning. The critical

difference, however, is the rotation of the c-axis with the shear sense and not against the shear sense, as in the case of calcite in sample PSC 105. This feature supports the shift from mechanical e-twinning towards slip on basal $\langle a \rangle$. This is consistent with the occurrence of e-poles normal to the foliation, which appear to have been produced in the initial stages of deformation (calcite in sample PSC 105), but progressively disappear with increasing strain (calcite in sample PSC 204), which produces c-axis maxima normal to foliation or rotated with the shear sense, suggesting that the latter might have deformed dominantly by dislocation creep along with GBM recrystallization.

Quartz microstructures in sample PSC 204 is very similar to those found in sample PSC 105. The texture, however, showing a more random c-axis distribution may indicate another deformation mechanism other than dissolution precipitation creep. An increase in the number of other phases has been responsible to weaken quartz CPO maxima (e.g. STARKEY and CUTFORTH, 1978), caused by activity of grain boundary sliding process (GBS) (e.g. BOULLIER and GUEGUEN, 1975; STARKEY and CUTFORTH, 1978). Additionally, contact between quartz grains are almost absent, as revealed by the misorientation angle distribution (Figure 9), suggesting that increase in the calcite content cause the isolation of quartz grains, leading to a change in the deformation mechanism from dissolution-precipitation creep to grain boundary sliding.

Fine-grained domains

The fine-grained and equigranular microstructure of quartz and calcite from samples PSC 105 and PSC 204 are similar and have a nearly random texture (Figure 8). Random textures are not attributed to twinning or dislocation creep mechanisms. A possible mechanism that may also randomize texture is grain boundary sliding. There is no microstructural evidence for pressure-sensitive grain boundary sliding in our samples, hence cataclasis is not likely to have occurred in the final stages of deformation. The regular microstructure may indicate steady state flow conditions (e.g. REE, 1994; HERWEGH and HANDY, 1998), which is usually associated with progressive deformation and recrystallization of larger grains (e.g. BESTMANN et al., 2000; FERNANDEZ et al., 2004; ROGOWITZ et al., 2016). However, small-grained calcite and quartz does not show a strong crystallographic fabric associated with progressive dynamic recrystallization. There is no relationship between the coarse-grained domain and the fine-grained domain. The boundary between them are sharp.

Thus, these rocks lack the common grain-size reduction from progressive dynamic recrystallization (e.g. ROGOWITZ et al., 2016). The shape preferred orientation indicated by the flattening plane of the grains suggests that non-coaxial plastic flow acted during shear development (e.g. BESTMANN et al., 2000). The lack of twinned grains compared to calcite in the coarse-grained domain is observed in the misorientation angle graph in which e-twinning peak is close related to the random theoretical curve (Figure 9). Furthermore, pole to the e-planes are more randomly distributed. The presence of very small-grained mica between grain boundaries may have enhanced grain boundary sliding processes (e.g. BOULLIER and GUEGUEN, 1975; STARKEY and CUTFORTH, 1978). As a result, the final grain size is not a product of dynamic recrystallization, but it rather represents a deformed protolith micritic matrix. Additionally, misorientation angle distribution graphs show that pair-to-pair grains contact between quartz is almost absent, except for peaks from 55° to 70° (Dauphiné twinning) and at 10°.

OESTERLING et al. (2007) argues that an increase in dolomite content lead to changes in calcite deformation mechanisms from dislocation creep to diffusion creep and grain boundary sliding. Our chemical analysis shows a higher proportion of dolomite within the fine-grained domains than within the coarse-grained domains (which is almost absent). Thus, the presence of dolomite may also have contributed to grain boundary sliding and diffusion creep as the dominant mechanism within the fine-grained domain in samples PSC 105 and PSC 204.

4.6 CONCLUSION

Quartz and calcite deformation fabrics in quartzites and metacarbonates from the Espinhaço Supergroup and Bambuí Group formed in localized zones of ductile deformation. Field observations, microstructural and textural variations suggest that the deformation was accommodated by different deformation mechanisms, strongly dependent on grain size. Microfabric analysis showed that que quartzite deformed mainly by fluid-assisted dissolution-precipitation creep with minor intracrystalline plasticity associated. The metacarbonate, however, displays a more heterogeneous deformation. The coarse-grained domains represented by calcite and quartz-filling veins were mechanically stronger than the surrounding matrix. This is supported by the presence of folds and and microboudinages. Calcite and quartz grain shape fabric

of both quarries is dominantly elongate defining a flattening component oblique to the macroscopic foliation. The macroscopic foliation is defined by variations in grain size, grain phases and, in some places, by phyllonitization. The grain shape fabric indicated by the microscopic flattening plane of the minerals suggests non-plane strain deformation. The metacarbonates rocks located at the east showed that mechanical twinning was an important contributor to bulk deformation of the calcite within the coarse-grained domain, rotating the c-axis towards the maximum shortening axis. Additionally, recrystallization by grain boundary migration mechanisms also contribute to the deformation process as evidenced by twin boundary migration. Simultaneously, quartz deformed by fluid-assisted dissolution-precipitation creep with c-axis orientend parallel to the stretching direction. Although the metacarbonate quarry located farther west shows a more strained fabric, with a completely transposed mylonitic foliation and fold axis rotated with the shear sense, microstructures within the coarse-grained domain is very much similar to those in the first quarry. However, a shift from twinning on e-planes to slip on basal<a> occurs, which is accompanied by grain boundary migration recrystallization. Morevoer, twin lamellae are less abundant. On the other hand, microstructures of calcite and quartz within the fine-grained domains are similar, producing a weak and random texture. These features suggest that deformation was accommodated by diffusion assisted-grain boundary sliding.

The deformation partitioning observed in these rock units may explain the influence of grain size and second phases in their ductile deformation behaviour, especially during the late stages of deformation. Fluid-rich minerals (mica) within the quartzite unit may have enhanced the ductibility of quartz and feldpar, leading to pressure-solution creep. In the metacarbonate unit, calcite most likely controlled the rheology of the rock. However, the calcite and quartz grains within the fine-grained domain activated grain size sensitive deformation mechanisms (grain boundary sliding), allowing high amount of deformation to take place plastically. At the same time, the coarse-grained calcite within the FGD acted as mechanically rigid bodies, deforming by intracrystalline plasticity with some recovery processes. Addittionally, quartz grains in contact with each other lead to deformation by pressure-solution creep, whereas grains 'floating' within calcite mass deform by grain boundary sliding.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise microestrutural e textural de rochas carbonáticas e quartzíticas são úteis para reconhecer de que forma as rochas da porção superior da crosta se deformam. Variáveis intrínsecas (e.g. reologia dos minerais, tamanho dos grãos) e extrínsecas (e.g. pressão, temperatura, taxa de deformação) desempenham papel fundamental em quais mecanismos irão atuar para permitir que a deformação seja acomodada, especialmente em ambientes orogênicos. Por exemplo, processos cataclásticos e consequente cominuição de grãos podem ter atuado nos estágios iniciais de deformação das unidades quartzíticas e carbonáticas aqui estudadas. Essas mudanças petrográficas, junto com o aumento da temperatura e incorporação de fases mais hidratadas (e.g. filosilicatos), podem ter facilitado a atuação de processos dúcteis com a progressão da deformação, como dissolução e precipitação, amplamente observado na unidade quartzítica. A reologia e tamanho dos grãos exemplificam como a plasticidade intracristalina favorece cristais que são mecanicamente mais frágeis, por exemplo, os grãos grossos de calcita na unidade metacarbonática, os quais se deformaram majoritariamente por fluxo de discordâncias. Por outro lado, e contemporâneo, os pequenos grãos de calcita acomodam a deformação por deslizamento de borda de grão auxiliado por processos difusivos. Esse mecanismo pode explicar as estruturas indicativas de deformação plástica p observada nos afloramentos, mesmo em baixas temperaturas.

Ao tentar dominar a natureza, nós incessantemente buscamos entender os processos naturais por meio de experimentos. Contudo, dificilmente conseguimos replicar os ambientes geológicos de forma exata, por isso, todas as variáveis envolvidas nos processos deformacionais se tornam únicas e devem ser levadas em consideração. O resultado dessa pesquisa, embora pareça exposto de forma simples, me permitiu mergulhar em um mundo outrora pouco explorado por mim. Espero, sinceramente, que este seja apenas o começo de uma jornada científica com muitas descobertas e aprendizado, não só para mim, mas também para toda a comunidade. Obrigado por ler este trabalho.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, F. D.; NICOLSON, J. T. An experimental investigation into the flow of marble. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 67, n. 1900, p. 228–234, 1900.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M.A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. **Geology**, v. 29, n. 56, p. 319–322, 2001.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A.C.; PERES, G.G.; CRUZ, S.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, v. 149, n. 44, p. 43–64, 2006.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências** v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977.
- ALMEIDA ABREU, P.A.; FERNANDES, P.C.O.; KNAUER, L.G.; HARTIMANN, M.B.; DONATO, M.T.R.; SCHORCHER, H.D. **Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais**. In: AN. XXXIV CONG. BRAS. GEOL., 3, p. 1219-1231, Goiânia, 1986.
- ALSOP, G. I.; HOLDSWORTH, R. E. Shear zones — an introduction and overview. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 224, n. 1, p. 1–9, 2004. Geological Society of London. Disponível em: <<http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/GSL.SP.2004.224.01.01>>. Acesso em: 16/7/2018.
- BACELLAR, L. DE A. P. **Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel - Três Marias • Conselheiro Mata, MG**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.
- BARBER, D.J.; HEARD, H.C.; WENK, H.R. Deformation of dolomite single crystals from 20 - 800°C. **Phys Chem Miner**, v. 7. n. 96, p. 271–286, 1981.
- BARBER, D.J.; WENK, H.R. Slip and dislocation behaviour in dolomite. **Eur J Mineral**, v. 13, p. 221–243, 2001.
- BARBER, D.J.; WENK, H.-R.; HEARD, H.C. 1994. The plastic deformation of polycrystalline dolomite: comparison of experimental results with theoretical predictions. **J. Mater. Sci. Eng.**, v. 175, p. 83–104, 1994.
- BARNHOORN, A.; BYSTRICKY, M.; BURLINI, L; KUNZE, K. The role of recrystallisation on the deformation behaviour of calcite rocks: large strain torsion experiments on Carrara marble. **J. Struct. Geol.**, v. 26, p. 885-903, 2004.
- BEHR, H.L. Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. **J. Struct. Geol.**, v. 2, p. 249-254, 1980.

BEHRMANN, J. H. Crystal plasticity and superplasticity in quartzite: A natural example. **Tectonophysics**, v. 115, p. 101-129, 1985.

BERGER, A.; EBERT, A.; RAMSEYER, K.; GNOS, E.; DECROUEZ, D. Dolomite microstructures between 390° and 700 °C: Indications for deformation mechanisms and grain size evolution. **Journal of Structural Geology**, v. 89, p. 144–152, 2016. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0191814116300773>>. Acesso em: 5/10/2017.

BESTMANN, M.; KUNZE, K.; MATTHEWS, A. Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: Microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. **Journal of Structural Geology**, v. 22, n. 11–12, p. 1789–1807, 2000.

BESTMANN, M.; PRIOR, D. J. Intragranular dynamic recrystallization in naturally deformed calcite marble: Diffusion accommodated grain boundary sliding as a result of subgrain rotation recrystallization. **Journal of Structural Geology**, v. 25, n. 10, p. 1597–1613, 2003.

BORG, I.; HANDIN, J. Torsion of calcite single crystals. **Journal of Geophysical Research**, v. 72, n. 13, p. 641-669, 1967.

BOUCHEZ, J. L. Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. **Tectonophysics**, v. 39, p. 25-50, 1977.

BOUCHEZ, J.-P.; MAINPRICE, D.H.; TREPIED, L.; DOUKHAN, J.C. Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric. **Journal of Structural Geology**, v. 6, p. 159-165, 1984.

BOULLIER, A. M.; GUÉGUEN, Y. SP-mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. **Contributions for Mineralogy and Petrology**, v. 50, p. 93-104, 1975.

BRAILLON, P.; KUBIN, L.; SERUGHETTI, J. Plastic deformation of calcite single crystals deformed in compression parallel to [111]. **Physica Status Solidi**, v. 45, p. 453-462, 1978.

BRAILLON, P.; SERUGHETTI, J. Mechanical twinning in calcite - observation of twinning dislocations and planar defects by Transmission electron microscopy. **Physica Status Solidi**, v. 33, p. 405-413, 1976.

BRITTON, T. B.; JIANG, J.; GUO, Y.; et al. Tutorial: Crystal orientations and EBSD - Or which way is up? **Materials Characterization**, v. 117, p. 113–126, 2016

BURKHARD, M. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. **Journal of Structural Geology**, v. 15, p. 351-368, 1993.

BUSCH, J. P.; VAN DER PLUIJM, B. A. Calcite textures, microstructures and rheological properties of marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada. **Journal of Structural Geology**, v. 17, n. 5, p. 677–688, 1995. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/019181419400092E>>. Acesso em: 30/8/2017.

CARTER, N. L.; CHRISTIE, J. M.; GRIGGS, D. T. Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand. **American Geophysical Union Transactions**, v. 66, p. 2518, 1961.

CHEMALE JR., F.; DUSSIN, I.A.; ALKMIM, F.F.; MARTINS, M.S.; QUEIROGA, G.; ARMSTRONG, R.; SANTOS, M.N. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. **Gondwana Research**, v. 22, p. 200–206, 2012.

DE BRESSER, H.J.P.; SPIERS, C.J. Slip systems in calcite single crystals deformed at 300 e 800°C. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 6397 - 6409, 1993.

DE BRESSER, J. H. P.; SPIERS, C. J. Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. **Tectonophysics**, n. 272, p. 1–23, 1997. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.matchar.2016.04.008>>.

DIETRICH, D.; SONG, H. Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland. **Journal of Structural Geology**, v. 6, n. 1–2, p. 19–32, 1984.

FAGHIH, A.; SOLEIMANI, M. Quartz c-axis fabric development associated with shear deformation along an extensional detachment shear zone: Chapedony Metamorphic Core Complex, Central-East Iranian Microcontinent. **Journal of Structural Geology**, v. 70, 2015.

DEER, W.A.; HOWIE, A.A.; ZUSSMAN, J. **Rock-Forming minerals**. New York: Longmans, Green and Co Ltd., 1962.

DURNEY, D.W. Solution transfer, an important geological deformation mechanism. **Nature**, v. 235, p. 315–317, 1972.

DUSSIN, I.A. **Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da Serra do Cipó-MG (Área do Inhame)**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1983.

ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J.; VERNON, R.H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 1, p. 205–226, 1983.

ETHERIDGE, M. A.; WILKIE, J. C. Grain size reduction, grain boundary sliding and flowstrength of mylonites. **Tectonophysics**, v. 58, p. 159–178, 1979.

FAGHIH, A.; SOLEIMANI, M. Quartz c-axis fabric development associated with shear deformation along an extensional detachment shear zone: Chapedony Metamorphic Core Complex, Central-East Iranian Microcontinent. **Journal of Structural Geology**, v. 70, p. 58-68, 2015.

FERNANDEZ, F. J.; BROWN, D.; ALVAREZ-MARRON, J.; PRIOR, D. J.; PEREZ-ESTAUN, A. Microstructure and lattice preferred orientation of calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism. **Journal of the Geological Society**, v. 161, n. 1, p. 67–79, 2004.

FOSSSEN, H.; CAVALCANTE, G. C. G. Shear zones – A review. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 434–455, 2017. Elsevier. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825217300272#bb0700>>. Acesso em: 16/7/2018.

FYNN, G.W.; POWELL, W.J.A. **The Cutting and Polishing of Electro-Optic Materials**. London: Adams Hilger, 1979.

GARBUTT, J.M.; TEYSSIER, C. 1991. Prism <c> slip in the quartzites of the Oakhurst Mylonite Belt, California. **Journal of Structural Geology**, v. 13, p. 657-666, 1991.

GIFFORD, J. W. The Refractive Indices of Fluorite , Quartz , and Calcite. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 70, n. 1902, p. 329–340, 1902.

GRATIER, J.-P.; DYSTHE, D.K.; FRANÇOIS, R. The Role of Pressure Solution Creep in the Ductility of the Earth's Upper Crust. **Advances in Geophysics**, v. 54, p. 47-179, 2012.

GRIGGS, D.; BELL, J. F. Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 49, n. 11, p. 1723–1746, 1938.

GRIGGS, D. T.; TURNER, F. J.; HEARD, H. C. Deformation of rocks at 500° to 800°C. **Geologic Society of American Mineralogy**, v. 79, p. 39-10, 1960.

GUADAGNIN, F.; CHEMALE, Jr. F. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 60, p. 104–116, 2015.

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Springer, 2017.

HEILBRONNER, R.; TULLIS, J. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, p. 45-65, 2006.

HERRGESELL, G.; PFLUG, R. The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Zbl. Geol. Palänt.**, vol. 1, p. 1405-1414, 1985.

HERWEGH, M.; HANDY, M.R. The origin of shape preferred orientations in mylonite: inference from in-situ experiments of polycrystalline norcamphor. **Journal of Structural Geology**, v. 20, p. 681-694, 1998.

HIGGS, D.V.; HANDIN, J. 1959. Experimental deformation of dolomite single crystals. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 70, p. 245-278, 1959.

HIPPERTT, J. F. Microstructures and c-axis fabrics indicative of quartz dissolution in sheared quartzites and phyllonites. **Tectonophysics**, v. 229, n. 3-4, p. 141-163, 1994.

HIRTH, G.; TULLIS, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. **Journal of Structural Geology**, v. 14, n. 2, p. 145-159, 1992.

HIRTH, G.; TULLIS, J. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 11731-11747, 1994. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/93JB02873>>. Acesso em: 8/11/2017.

KEITH, A.E.; GILMAN, J.J. Dislocation etch pits and plastic deformation in calcite. **Acta Metallurgica**, v. 8, p. 1-10, 1960.

KERRICH, R. 1977. An historical review and synthesis of research on pressure solution. **Zentralbl. Geol. Paleontol.**, v. 1, p. 512-550, 1977.

KLEIN C.; DUTROW B. 2007. **Manual of Mineral Science**. John Wiley & Sons Inc, 2007.

KNIPE, R.J. Deformation mechanisms: recognition from natural tectonites. **Journal of Structural Geology**, v. 11, p. 127-146, 1989.

LAGOEIRO, L.; HIPPERTT, J.; LANA, C. Deformation partitioning during folding and transposition of quartz layers. **Tectonophysics**, v. 361, n. 3-4, p. 171-186, 2003.

LAW, R.D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe, E.H., Rutter, E.H. (Eds.), Deformation mechanisms, rheology and tectonics. **Special Publication - Geological Society**, v. 54, p. 335-3352, 1990.

LEISS, B.; BARBER, D.J. Mechanisms of dynamic recrystallization in naturally deformed dolomite inferred from EBSD analyses. **Tectonophysics**, v. 303, p. 51-69, 1999.

LEISS, B.; MOLLI, G. "High-temperature" texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy. **Journal of Structural Geology**, v. 25, n. 4, p. 649-658, 2002.

LIPPMANN, F. 1973. **Sedimentary Carbonate Minerals**. Springer-Verlag, Berlin, 1973.

LISTER, G.S.; DORNSIEPEN, U.F. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. **Journal of Structural Geology**, v. 4, p. 81-92, 1982.

MAGALHÃES, P. M. **Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí na porção sudoeste da Bacia do São Francisco**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.

MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern SÃO Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. **Tectonics**, v. 8, n. 3, p. 555–571, 1989. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/TC008i003p00555>>. Acesso em: 20/10/2016.

OESTERLING, N.; HEILBRONNER, R.; STUNITZ, H.; BARNHOORN, A.; MOLLI, G. Strain dependent variation of microstructure and texture in naturally deformed Carrara marble. **Journal of Structural Geology**, v. 29, p. 681-696, 2007.

OKUDAIRA, T.; TAKESHITA, T.; HARA, I.; ANDO, J. A new estimate of the conditions for transition from basal $\langle a \rangle$ to prism $[c]$ slip in naturally deformed quartz. **Tectonophysics**, v. 250, p. 31-46, 1995.

OLIVEIRA, J.R.P. 1989. Comportamento estrutural dos grupos Macaúbas e Bambuí na porção centro-norte de Minas Gerais. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN, C.M.; PINTO, C.P. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, v. 110, p. 307–323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C. da; BABINSKI, M.; CORDANI, U.G.; CASTAÑEDA, C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, v. 15, p. 1-16, 2007.

PENNACCHIONI, G.; MENEGON, L.; LEISS, B.; NESTOLA, F.; BROMILEY, G. Development of crystallographic preferred orientation and microstructure during plastic deformation of natural coarse-grained quartz veins. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. 12, 2010.

PFLUG, R. A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, v. 226, p. 1–51, 1965

PFLUG, R. Observações sobre a estratificada Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, v. 266, p. 4-65, 1968.

PHILLIPS, F.C. **An introduction to crystallography**. Longmans, Green and co Ltd., London, 1962.

RAHL, J. M.; SKEMER, P. Microstructural evolution and rheology of quartz in a mid-crustal shear zone. **Tectonophysics**, v. 680, p. 129–139, 2016. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.022>>.

RAMSAY, J. G.; GRAHAM, R. H. Strain variation in shear belts. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 7, n. 3, p. 786–813, 1970. Disponível em: <<http://www.nrcresearchpress.com/doi/10.1139/e70-078>>. Acesso em: 16/7/2018.

REE, J. H. Grain boundary sliding and development of grain boundary openings in experimentally deformed octachloropropane. **Journal of Structural Geology**, v. 16, p. 403–418, 1994.

ROGOWITZ, A.; WHITE, J. C.; GASEMANN, B. Strain localization in ultramylonitic marbles by simultaneous activation of dislocation motion and grain boundary sliding (Syros, Greece). **Solid Earth**, v. 7, n. 2, 2016.

SANTOS, M.N.; CHEMALE, Jr. F.; DUSSIN, I.A.; MARTINS, M.S.; ASSIS, T.A.R.; JELINEK, A.R.; GUADAGNIN, F.; ARMSTRONG, R. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço Rift System, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 290, p. 47–59, 2013.

SCHMID, S. M.; BOLAND, J. N.; PATERSON, M. S. Superplastic flow in finegrained limestone. **Tectonophysics**, v. 43, n. 3–4, p. 257–291, 1977.

SCHMID, S. M.; PANOZZO, R.; BAUER, S. Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. **Journal of Structural Geology**, v. 9, n. 5–6, p. 747–778, 1987. Pergamon. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/019181418790157X>>. Acesso em: 31/10/2017.

SHELLEY, D. **Optical Mineralogy**. Elsevier Science Ltd., Amsterdam, 1985.

SOUZA-FILHO, R.G. O Arcabouço Estrutural da porção externa da Faixa Aracuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1995.

STARKEY, J.; CUTFORTH, C. A demonstration of the interdependence of the degree of quartz preferred orientation and the quartz content of deformed rocks. **Canadian Journal of Earth Seismic**, v. 15, p. 841–847, 1978.

STIPP, M.; STUNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S.M. Dynamic recrystallisation of quartz: correlation between natural and experimental conditions. **Geological Society London Special Publications**, v. 55, n. 6, p. 171–190, 2002a.

STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S. M. The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. **Journal of Structural Geology**, v. 24, n. 12, p. 1861–1884, 2002b.

TAKESHITA, T.; HARA, I. C-Axis Fabrics and Microstructures in a Recrystallized Quartz Vein Deformed Under Fluid-Rich Greenschist Conditions. **Journal of Structural Geology**, v. 20, n. 4, p. 417–431, 1998.

TAKESHITA, T.; WENK, H.-R.; LEBENSOHN, R. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite: comparison of natural data and simulated results. **Tectonophysics**, v. 312, n. 2–4, p. 133–155, 1999. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195199001730>>. Acesso em: 1/9/2017.

THOMAS, J.M.; RENSHAW, G.D. Influence of dislocations on the thermal decomposition of calcium carbonate. **Journal of the Chemical Society**, v. 58, n. 4, p. 2058-2061, 1967.

TREPMANN, C.A.; STOCKHERT, B. Quartz microstructures developed during non-steady state plastic flow at rapidly decaying stress and strain rate. **Journal of Structural Geology**, v. 25, n. 55, p. 2035-2051, 2003.

TULLER, M. P.; RIBEIRO, J. H.; SIGNORELLI, N.; FÉBOLI, W. L.; PINHO, J. M. M. Projeto Sete Lagoas - Abaeté. **CPRM**, p. 160, 2010.

TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T. Microstructures and Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites. **Geological Society of America Bulletin**, v. 84, n. 5, p. 297-314, 1973.

TURNER, F. J.; GRIGGS, D. T.; HEARD, H. Experimental deformation of calcite crystal. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 66, n. 8, p. 883–934, 1954.

TURNER, F.J.; HEARD, H.C. Deformation in calcite crystals at different strain rates. **University of California Publications on Geological Sciences**, v. 46, n. 58, p. 103-126, 1965.

TURNER, F.J.; WEISS, L.E. **Structural Analysis of Metamorphic Tectonites**. McGraw-Hill, New York, 1963.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M.E. A estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p. 212–216, 1986.

URAI, J.L.; MEANS, W.D.; LISTER, G.S. Dynamic recrystallization of minerals. **Geophysical Monograph of American Geophysical Union**, v. 36, p. 161–200, 1986.

VAN DER PLUIJM, B. A. Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms. **Journal of Structural Geology**, v. 13, n. 10, p. 1125–1135, 1991.

VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. **EARTH STRUCTURE**. Norton & Company, London, 2004.

WARREN, L.V.; QUAGLIO, F.; RICCOMINI, C.; SIMÕES, M.G.; POIRÉ, D.G.; STRIKIS, N.M.; ANELI, L.E.; STRIKIS, P.C. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. **Geology**, v. 5, n. 8, p. 391–394, 2014.

WEISS, L.E.; TURNER, F.J. Some observations on translation gliding and kinking in experimentally deformed calcite and dolomite. **A.G.U. Geophysical Monograph**, v. 16, n. 7, p. 95-107, 1972.

WENK, H.-R.; TAKESHITA, T.; BECHLER, E.; ERSKINE, B. G.; MATTHIES, S. Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. , v. 9, n. 5, 1987.